

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Integração de métodos estatístico e determinístico para a avaliação da
suscetibilidade a deslizamentos superficiais**

Sara Maria Alves Lajas

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Professor Doutor José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêzere e
coorientada pelo Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2016

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Integração de métodos estatístico e determinístico para a avaliação da
suscetibilidade a deslizamentos superficiais**

Sara Maria Alves Lajas

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Professor Doutor José Luís Gonçalves Moreira da Silva Zêzere e
coorientada pelo Doutor Sérgio Manuel Cruz de Oliveira

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2016

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não teria sido possível sem o esforço e dedicação de algumas pessoas que contribuíram, direta ou indiretamente, para a realização da presente dissertação, às quais expresso o meu apreço e o meu profundo agradecimento.

Em primeiro lugar, manifesto a minha profunda gratidão ao Professor Doutor José Luís Zêzere, orientador desta dissertação, e ao Doutor Sérgio de Oliveira, coorientador da mesma, pelas suas excelentes orientações que contribuíram para o enriquecimento da minha formação académica. Um muito obrigado pelo apoio constante, pelos conhecimentos transmitidos, pela disponibilidade que sempre demonstraram, pelas valiosas sugestões, avaliações críticas e correções que foram preponderantes para o resultado final deste trabalho.

À mestre Raquel de Melo, tenho a agradecer não só a disponibilidade demonstrada e os preciosos ensinamentos que partilhou comigo sobre os processos que envolvem o método do SHALSTAB e do Talude Infinito, mas também por me ter facultado os dados geotécnicos necessários no procedimento do método determinístico.

Aos meus amigos, Ana Rita Garcia e Carlos Santos, que me acompanharam nesta aventura, os meus sinceros agradecimentos pelos conselhos, pelas críticas, pelo ânimo, pelo apoio, pelo incentivo, pelas sessões de trabalho partilhadas e, principalmente, pela amizade demonstrada.

Aos meus pais, um agradecimento especial por todo o apoio, pela troca de ideias, pela compreensão e por todo o tempo que dedicaram para me ajudar a realizar o trabalho de campo e a desenvolver a dissertação.

Ao meu irmão Rui, agradeço pelo apoio que me prestou desde o início, pela sua disponibilidade e paciência para me acompanhar nas saídas de campo, pela sua boa disposição e pelos bons momentos partilhados.

À minha família, agradeço o apoio incondicional.

Ao Zé um sentido agradecimento, por me aturar, por me apoiar nas longas horas de trabalho e por ter estado sempre presente.

A todos os que não mencionei mas que se preocuparam e me incentivaram a desenvolver o meu trabalho, expresso a minha gratidão.

A todos vós, dedico este trabalho.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE TABELAS	xi
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xvi
ABREVIATURAS	xviii
 INTRODUÇÃO	 1
 CAPÍTULO 1. AVALIAÇÃO REGIONAL DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE	 5
1.1 Deslizamentos superficiais	5
1.1.1 Deslizamentos Translacionais	6
1.1.2 Deslizamentos Rotacionais	7
1.2 Fatores de instabilidade	8
1.3 Métodos para a avaliação da suscetibilidade	11
1.3.1 A classificação dos métodos	12
1.3.1.1 Métodos estatísticos	14
1.3.1.2 Métodos determinísticos	16
1.3.2 O método do Valor Informativo (VI)	17
1.3.3 O método do Talude Infinito (TI)	19
 CAPÍTULO 2: A ÁREA DE ESTUDO DE MONFALIM E LOURICEIRA	 21
2.1 Enquadramento geográfico	21
2.2 Geologia	22
2.3 Geomorfologia	26
2.4 Uso do solo	32
2.5 Regime da precipitação e o desencadeamento de deslizamentos	35
 CAPÍTULO 3: METODOLOGIA	 37

3.1 Inventário de deslizamentos superficiais	38
3.2 Aplicação do método estatístico: Valor Informativo	39
3.2.1 <i>Os fatores de predisposição</i>	39
A) <i>Litologia</i>	39
B) <i>Ocupação do solo em 1990</i>	40
C) <i>Declive</i>	40
D) <i>Exposição</i>	41
E) <i>Curvatura em perfil das vertentes</i>	41
F) <i>Índice topográfico (TPI – topographic position index)</i>	42
G) <i>Razão declive/área de contribuição (Slope over area ratio)</i>	43
3.2.2 <i>Determinação dos scores do Valor Informativo das classes de cada variável e integração dos resultados</i>	44
3.2.3 <i>Análise sensitiva</i>	45
3.3 Aplicação do método determinístico: Talude Infinito.....	45
3.3.1 <i>Modelo de espessura do solo</i>	45
3.3.2 <i>Modelo hidrológico</i>	59
3.3.3 <i>Parâmetros geotécnicos</i>	62
A) <i>Peso específico do solo</i>	62
B) <i>Coesão do solo e Ângulo de atrito interno</i>	63
3.3.4 <i>Avaliação e cartografia da suscetibilidade</i>	64
3.4 Validação e comparação dos modelos de suscetibilidade	64
3.4.1 <i>Curvas ROC (Receiver Operating Characteristic)</i>	64
3.4.2 <i>Área Abaixo da Curva (AAC)</i>	66
3.4.3 <i>Comparação dos modelos de suscetibilidade</i>	66
3.4.4 <i>Integração dos modelos de suscetibilidade</i>	67
CAPÍTULO 4: RESULTADOS E DISCUSSÃO	69
4.1 Inventário de deslizamentos superficiais	69
4.2 Modelo de suscetibilidade de base estatística	71
4.2.1 <i>Fatores de predisposição e sua relação com a distribuição dos deslizamentos superficiais</i> ...	71

4.2.2 Valores Informativos das classes dos fatores de predisposição.....	86
4.2.3 Análise sensitiva aos fatores de predisposição	90
4.2.4 Mapa de suscetibilidade e sua validação.....	91
4.3 Modelo de suscetibilidade de base física	96
4.3.1 Modelo de espessura de solo	96
4.3.2 Modelo hidrológico.....	99
4.3.3 Parâmetros geotécnicos das unidades litológicas: coesão do solo e ângulo de atrito interno	111
4.3.4 Mapas de suscetibilidade e sua validação	115
4.3.5 Análise da sensibilidade dos modelos do Talude Infinito à variação da água no solo	119
4.4 Comparação dos modelos de suscetibilidade.....	125
4.5 Integração dos modelos do Valor Informativo e Talude Infinito para avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais	130
CONSIDERAÇÕES FINAIS	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	139

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1 – Deslizamento translacional superficial, A-dos-Arcos – Louriceira de Baixo (Fonte: Oliveira, 2012).</i>	<i>7</i>
<i>Figura 1.2 – Deslizamento rotacional superficial Monfalim (Fonte: Oliveira, 2012).</i>	<i>8</i>
<i>Figura 1.3 – Alterações no Fator de Segurança (FS), ao longo do tempo, em função dos fatores preparatórios e fatores desencadeantes (Fonte: Adaptado de Popescu, 1994).</i>	<i>10</i>
<i>Figura 1.4 – Métodos para a avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (adaptado de Corominas et al., 2014).</i>	<i>14</i>
<i>Figura 2.1 - Localização geográfica e delimitação da área de estudo de Monfalim – Louriceira (ponto a vermelho).</i>	<i>21</i>
<i>Figura 2.2 – Unidades Litológicas da área de estudo Monfalim - Louriceira. (Fonte: Modificado das Folhas 389 e 390 da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 (INETI, 2005)).</i>	<i>24</i>
<i>Figura 2.3 – Modelo numérico de elevação e rede hidrográfica de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>27</i>
<i>Figura 2.4 – Declives na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>29</i>
<i>Figura 2.5 – Exposição das vertentes na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>31</i>
<i>Figura 2.6 – Ocupação do solo em 1990 na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>34</i>
<i>Figura 3.1 – Esquema metodológico do trabalho desenvolvido.</i>	<i>37</i>
<i>Figura 3.2 – Distribuição do parâmetro C (curvatura) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.</i>	<i>47</i>
<i>Figura 3.3 - Distribuição do parâmetro η (TPI) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.</i>	<i>48</i>
<i>Figura 3.4 - Distribuição do parâmetro $\psi-1$(declive) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 3.5 - Localização dos locais onde foram efetuadas as medições da espessura do solo na área de estudo de Monfalim - Louriceira.</i>	<i>51</i>
<i>Figura 3.6 - Triângulo de textura do solo e classes texturais definidas em função das percentagens de areia, silte e argila (Fonte: Adaptado de Saxton et al., 1986)</i>	<i>61</i>
<i>Figura 3.7 - Representatividade do espaço envolvente de uma curva ROC (Fonte: adaptado de Beguería, 2006).</i>	<i>65</i>
<i>Figura 4.1 - Distribuição espacial dos deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>70</i>

<i>Figura 4.2 - Unidades litológicas e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 4.3 - Ocupação do solo em 1990 e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>74</i>
<i>Figura 4.4 - Declives e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.....</i>	<i>77</i>
<i>Figura 4.5 - Exposição das vertentes e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>79</i>
<i>Figura 4.6 - Curvatura em perfil e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>81</i>
<i>Figura 4.7- Índice Topográfico (TPI) e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>83</i>
<i>Figura 4.8 – Razão declive/área de contribuição e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.....</i>	<i>85</i>
<i>Figura 4.9 – Curvas de sucesso por fator de predisposição.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 4.10 - Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais do método do VI na área de estudo Monfalim – Louriceira.....</i>	<i>92</i>
<i>Figura 4.11 - Gráfico da curva ROC para o método do VI elaborada com base no grupo de deslizamentos de modelação.</i>	<i>94</i>
<i>Figura 4.12 - Gráfico da curva ROC para o método do VI elaborada com base no grupo de deslizamentos de validação.....</i>	<i>94</i>
<i>Figura 4.13 – Localização de um dos locais onde se mediu a espessura do solo.</i>	<i>96</i>
<i>Figura 4.14 – Espessura do solo na área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc para cada tipo de litologia.....</i>	<i>97</i>
<i>Figura 4.15 – Espessura do solo na área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>98</i>
<i>Figura 4.16 – Distribuição da transmissividade na área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc para cada tipo de litologia.....</i>	<i>107</i>
<i>Figura 4.17 – Distribuição da transmissividade na área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>108</i>
<i>Figura 4.18 – Modelo hidrológico da área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc para cada tipo de litologia.....</i>	<i>109</i>
<i>Figura 4.19 – Modelo hidrológico da área de estudo Monfalim – Louriceira com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>110</i>

<i>Figura 4.20 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito e com Kc para cada tipo de litologia.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 4.21 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito e com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>118</i>
<i>Figura 4.22 – Curvas ROC de predição para o método do Talude Infinito com Kc para cada tipo de litologia (lkc) e com Kc constante para a área de estudo (tt).</i>	<i>119</i>
<i>Figura 4.23 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito, com $m = 0$ e com Kc para cada tipo de litologia. .</i>	<i>121</i>
<i>Figura 4.24 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito com $m = 0$ e com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>122</i>
<i>Figura 4.25 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito, com Kc para cada tipo de litologia, com os parâmetros geotécnicos expressos na Tabela 4.17 e considerando a existência de água o solo.</i>	<i>124</i>
<i>Figura 4.26 – Comparação das curvas ROC de predição do método do VI e do método do TI com Kc para cada tipo de litologia (lkc).</i>	<i>125</i>
<i>Figura 4.27 -Dispersão da classificação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais resultante da comparação dos mapas classificados produzidos com o método do Talude Infinito (mapa de referência) e com o método do Valor Informativo.</i>	<i>127</i>
<i>Figura 4.28 - Mapa de suscetibilidade final, resultante da integração dos mapas produzidos com os métodos do Valor Informativo e Talude Infinito na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>133</i>

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 2.1 - Frequências absoluta e relativa de cada Unidade Litológica na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>25</i>
<i>Tabela 2.2 - Frequências absolutas e relativas das classes de declives na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>28</i>
<i>Tabela 2.3 - Frequências absoluta e relativa das classes de exposição de vertentes na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>30</i>
<i>Tabela 2.4 - Frequências absoluta e relativa das classes de ocupação do solo na área de estudo Monfalim – Louriceira.</i>	<i>33</i>
<i>Tabela 3.1 – Pontos de amostragem da espessura do solo e constante Kc determinada para cada unidade litológica da área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>52</i>
<i>Tabela 3.2 – Síntese dos cálculos para a determinação do valor de Kc, para cada unidade litológica da área de estudo.</i>	<i>52</i>
<i>Tabela 3.3 – Síntese dos cálculos para a determinação de Kc utilizando um valor constante (Kc = 3,6) para todas as unidades litológicas da área de estudo.</i>	<i>56</i>
<i>Tabela 3.4 - Valores do peso específico do solo saturado, peso específico natural do solo e peso específico do solo submerso para as unidades litológicas presentes na área de estudo de Monfalim – Louriceira.</i>	<i>63</i>
<i>Tabela 4.1 – Distribuição da área deslizada e das ocorrências de deslizamentos nas sub-bacias de Monfalim e Louriceira.</i>	<i>69</i>
<i>Tabela 4.2 – Distribuição dos deslizamentos nas unidades litológicas.</i>	<i>71</i>
<i>Tabela 4.3 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de ocupação do solo em 1990.</i>	<i>75</i>
<i>Tabela 4.4 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de declive.</i>	<i>76</i>
<i>Tabela 4.5 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de exposição das vertentes.</i>	<i>78</i>
<i>Tabela 4.6 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de curvatura em perfil das vertentes.</i>	<i>80</i>
<i>Tabela 4.7 – Distribuição dos deslizamentos nas classes do Índice Topográfico (TPI).</i>	<i>82</i>
<i>Tabela 4.8 – Distribuição dos deslizamentos nas classes da razão declive/área de contribuição.</i>	<i>84</i>

<i>Tabela 4.9 - Scores de Valor Informativo de cada classe de cada fator de predisposição. Os valores mais relevantes estão assinalados a negrito.....</i>	<i>86</i>
<i>Tabela 4.10 - Hierarquia da AAC de sucesso dos fatores de predisposição.</i>	<i>90</i>
<i>Tabela 4.11 - Percentagem de área deslizada (idade >1983, grupo de validação) e da área de estudo presentes em cada classe de suscetibilidade do VI.....</i>	<i>95</i>
<i>Tabela 4.12 - Propriedades texturais e condutividade hidráulica (Rawls et al., 1982) dos tipos de solos presentes na área de estudo.</i>	<i>99</i>
<i>Tabela 4.13 - Resultados da retroanálise efetuada para determinação dos valores de coesão do solo (kPa) e de ângulo de atrito interno (graus) para os tipos litológicos existentes na área de estudo. As combinações ideais estão assinaladas a negrito.</i>	<i>111</i>
<i>Tabela 4.14 - Parâmetros geotécnicos de resistência (coesão e ângulo de atrito interno) dos tipos litológicos existentes na área de estudo, definidos por retroanálise.</i>	<i>115</i>
<i>Tabela 4.15 - Classes de suscetibilidade e correspondentes effective ratios obtidas com o método do Talude Infinito e com Kc para cada tipo de litologia.</i>	<i>116</i>
<i>Tabela 4.16 - Classes de suscetibilidade e correspondentes effective ratios obtidas com o método do Talude Infinito e com Kc constante para a área de estudo.</i>	<i>116</i>
<i>Tabela 4.17 - Parâmetros geotécnicos de resistência (coesão e ângulo de atrito interno) dos tipos litológicos, que garantem FS >1 em toda a área de estudo em situação de ausência de água no solo ($m = 0$). Entre parêntesis estão os valores considerados na modelação nesta dissertação, para comparação).....</i>	<i>123</i>
<i>Tabela 4.18 - Effective Ratio das classes de suscetibilidade definidas pelos métodos do Valor Informativo e do Talude Infinito.....</i>	<i>126</i>
<i>Tabela 4.19 - Representatividade das classes de dispersão da classificação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais.</i>	<i>128</i>
<i>Tabela 4.20 - Tabela de contingência do cruzamento das classes de suscetibilidade dos mapas do Valor Informativo e do Talude Infinito, em percentagem de área de estudo. As cores representam a proposta de classes de suscetibilidade finais, resultantes da integração dos dois mapas: vermelho - muito elevada, laranja – elevada, amarelo – moderada, verde claro – baixa, verde escuro – muito baixa; cinzento – incerta mas com potencial para elevada ou muito elevada.</i>	<i>132</i>

Tabela 4.21 - Distribuição dos deslizamentos superficiais do grupo de validação na matriz de contingência e nas classes finais de suscetibilidade, em percentagem de área deslizada do grupo de validação. Cores: mesmo significado da Tabela 4.20.132

Tabela 4.22 - Classes de suscetibilidade e correspondentes effective ratios do mapa de suscetibilidade final, resultante da integração dos mapas produzidos com os métodos do Valor Informativo e Talude Infinito.....134

RESUMO

Este estudo pretende aprofundar o conhecimento acerca da ocorrência dos deslizamentos superficiais em duas sub-bacias do Rio Grande da Pipa (Monfalim e Louriceira) situadas em Sobral de Monte Agraço e Arruda dos Vinhos. Para o efeito, é avaliada a capacidade preditiva e a concordância espacial de mapas de suscetibilidade a deslizamentos superficiais elaborados com base na aplicação de um método estatístico, o Valor Informativo (VI) e um método determinístico, o Talude Infinito (TI).

Através da aplicação do método do VI, pretende-se avaliar se os deslizamentos superficiais podem ser espacialmente preditos a partir da relação que existe entre a sua distribuição espacial e um conjunto de fatores de predisposição para a instabilidade de vertentes: a litologia, a ocupação do solo, o declive, a exposição das vertentes, a curvatura em perfil das vertentes, o índice topográfico (TPI) e a razão declive/área de contribuição. Como variável dependente, é utilizado um inventário com 111 deslizamentos superficiais (translacionais e rotacionais), extraído de Oliveira (2012). Uma partição do inventário de deslizamentos superficiais, com critério temporal, é aplicada para dividir o inventário em dois grupos: um é usado na determinação dos *scores* de suscetibilidade enquanto o outro é utilizado para a validação independente do modelo de suscetibilidade.

Para averiguar se a ocorrência de deslizamentos superficiais pode ser espacialmente predita, a partir da distribuição espacial dos fatores topográficos, hidrológicos e geotécnicos com recurso ao método determinístico, foram utilizadas as seguintes variáveis no modelo TI: a curvatura em perfil das vertentes, o TPI, o declive; a condutividade hidráulica, a precipitação crítica, a transmissividade do solo, a área de contribuição; o peso específico do solo saturado, o peso específico natural do solo, o peso específico do solo submerso, a coesão do solo e o ângulo de atrito interno da massa do solo instabilizado.

Para avaliar e comparar, de modo quantitativo, a performance dos dois modelos preditivos foram construídas as curvas *Receiver Operating Characteristic* (ROC) de predição, determinadas as suas Áreas Abaixo da Curva (AAC) e calculados os *effective*

ratio das classes de suscetibilidade. Adicionalmente, os mapas de suscetibilidade realizados foram comparados com recurso à ferramenta *Rank Difference Tool* do ArcSDM.

A possibilidade de incremento da capacidade preditiva do mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais é testada, com sucesso, numa fase subsequente, pela integração destes dois métodos distintos de avaliação da suscetibilidade, através do cruzamento das respetivas classes de suscetibilidade numa tabela de contingência.

PALAVRAS — CHAVE: Deslizamentos Superficiais, Suscetibilidade, Valor Informativo, Talude Infinito.

ABSTRACT

This study aims to deepen the knowledge about the occurrence of shallow landslides in two sub-basins of the Rio Grande da Pipa (Monfalim and Louriceira) located respectively in Sobral de Monte Agraço and Arruda dos Vinhos. For this purpose, two shallow slides susceptibility models were developed using a statistical method (Information Value) and a deterministic method (Infinite Slope) and their predictive capacity and the spatial agreement was assessed.

Through the application of the Information Value method, it is intended to assess whether shallow landslide can be spatially predicted from the relationship between the spatial distribution of past landslides and a set of predisposing factors for slope instability: lithology, land use, slope, aspect, profile curvature, topographic index and the slope over area ratio. As the dependent variable, an inventory is used with 111 shallow landslides (translational and rotational), extracted de Oliveira (2012). The landslide inventory was partitioned into two groups using a temporal criterion: the modelling group that is used in determining the scores of landslide susceptibility, and the validation group that is used only for independent validation of the model susceptibility.

To ascertain if the occurrence of shallow landslides can be spatially predicted from the spatial distribution of topographic, hydrological and geotechnical factors using the deterministic method the following variables were used within the Infinite Slope model: the profile curvature, the topographic position index, the slope angle, the hydraulic conductivity, the critical rainfall for failure, the transmissivity of the soil, the contribution area, the specific weight of the saturated soil, the natural specific weight of the soil, the specific weight of the submerged soil, the soil cohesion and the internal friction angle of the unsettled bulk soil.

The performance of the two predictive models was evaluated and compared quantitatively through Receiver Operating Characteristic (ROC) prediction curves and prediction and the corresponding Area Under the Curves (AAC) were computed. In addition, the effective ratio of landside susceptibility classes were computed. The ability

to increase the predictive ability of the susceptibility map of the shallow landslide is successfully tested, in a subsequent step, through the integration of two landslide susceptibility models using a contingency table.

KEYWORDS: Shallow Landslides, Susceptibility, Information Value, Infinite Slope.

ABREVIATURAS

AAC – Área Abaixo da Curva

COS – Carta de Ocupação do Solo

FS – Fator de Segurança

IGP – Instituto Geográfico Português

MNE – Modelo Numérico de Elevação

ROC – *Receiver Operating Characteristic*

SIG – Sistemas de Informação Geográfica

SHALSTAB – *Shallow Landsliding Stability Model*

TI – Talude Infinito

TIN – *Triangular Irregular Network*

TPI – *Topographic Position Index* (Índice Topográfico)

VI – Valor Informativo

INTRODUÇÃO

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente é um exercício realizado desde a década de 70 do século XX, inicialmente com recurso a técnicas de cartografia direta, da qual o projeto ZERMOS (Zone Exposées à des Risques liés aux Movements du Sol et du Sous-sol) desenvolvido em França é, provavelmente, o melhor exemplo institucional (Zuquette e Nakazawa, 1998; Zuquette e Gandolfi, 2004). Com o decorrer do tempo, da acumulação do conhecimento científico e do desenvolvimento tecnológico, foram sendo desenvolvidos novos métodos de avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente, habitualmente denominados como indiretos, que se podem classificar em heurísticos, estatísticos e determinísticos (Carrara, 1991, Guzzetti *et al.*, 1999, Guzzetti, 2005). Na atualidade, os métodos estatísticos e determinísticos são praticamente exclusivos na avaliação da suscetibilidade geomorfológica na escala regional (1:10.000 a 1:25.000) efetuada em todo o mundo pela comunidade científica.

Os métodos estatísticos de avaliação da suscetibilidade geomorfológica, baseados na exploração de inventários de movimentos de vertente, foram introduzidos na década de 80 do século XX (e.g., Carrara, 1983) e generalizaram-se no decurso do século XXI, muito pelo carácter objetivo e reproduzível da abordagem, a que acresce a possibilidade da validação independente dos modelos preditivos (e.g., Chung e Fabbri, 2003). A enorme popularidade dos métodos de base estatística na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente decorre igualmente da progressiva disponibilidade de cartografia de base digital, nomeadamente de modelos digitais de terreno com elevada resolução, e dos progressos tecnológicos nos domínios da computação, em particular dos Sistemas de Informação Geográfica, que permitem atualmente a realização de operações complexas e extensivas de cruzamento e análise espacial de dados.

O desenvolvimento tecnológico é também, em larga medida, responsável pela expansão da utilização de métodos determinísticos, ou de base física, na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente na escala regional, verificada na última década (e.g., Guzzetti, 2005). Com efeito, a abordagem de base física à instabilidade de vertentes não é nova (e.g., Montgomery e Dietrich 1994, Dietrich e Montgomery 1998, Sharma, 2002), mas as limitações dos dados de base e os constrangimentos computacionais justificaram que, durante muito tempo, estes métodos tenham sido

aplicados apenas no estudo de casos pontuais, na escala da vertente (e.g., Pimenta, 2011; Henriques, 2014 e Teixeira *et al.*, 2014).

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente desenvolveu-se internacionalmente a partir de trabalhos de investigação efetuado em Escolas de Ciências da Terra, pelo que não é de estranhar que concetualmente se tenha sustentado em princípios básicos dessas ciências, como é o caso do Uniformitarismo (Carrara, 1983; Varnes, 1984; Guzzetti *et al.*, 1999). Com efeito, tradicionalmente considera-se que a avaliação da suscetibilidade geomorfológica é suportada por três princípios fundamentais (Varnes, 1984; Carrara *et al.*, 1991; Hutchinson, 1995; Guzzetti, 2005): (i) os movimentos de vertente podem ser reconhecidos, classificados e cartografados; (ii) as condições que causam os movimentos (fatores de instabilidade) podem ser identificadas, registadas e utilizadas para construir modelos preditivos; (iii) a ocorrência de movimentos de vertente pode ser inferida, no espaço, traduzindo-se habitualmente num zonamento do território em classes de suscetibilidade hierarquizadas. Deste modo, é assumido que os futuros movimentos de vertente são mais prováveis de ocorrer nas áreas onde as condições são semelhantes às que originalmente proporcionaram a instabilidade de vertente no passado (e.g., Guzzetti *et al.*, 1999), pelo que é possível prever geograficamente o local onde os futuros movimentos irão ocorrer (Chung e Fabri, 1999; Guzzetti *et al.*, 2005).

O esquema concetual acabado de descrever, muito sustentado na inventariação dos movimentos de vertente ocorridos no passado, na ponderação de fatores considerados como de predisposição da instabilidade e na assunção de que as mesmas causas são suscetíveis de produzir os mesmos efeitos, tem sido generalizado, de modo mais ou menos sistemático, a todos os métodos de avaliação da suscetibilidade, independentemente da sua natureza (Varnes e International Association of Engineering Geology – Commission on Landslides and Other Mass Movements on Slopes (1984); Hutchinson, 1995 *in* Aleotti e Chowdhury (1999); Guzzetti *et al.*, 1999). Este facto não deixa de ser surpreendente, uma vez que, sendo certo que o modelo concetual se aplica na perfeição a todos os métodos de avaliação de suscetibilidade de base estatística, o mesmo não acontece no caso dos métodos de base física. Deste modo, estes últimos métodos sustentam-se em leis físicas e na mecânica dos solos, uma vez que a vertente é entendida como um sistema onde a força (tensão tangencial) e a resistência (ao corte) estão continuamente em oposição, sendo que o sistema é considerado em equilíbrio

sempre que as forças que tendem a promover o movimento são exatamente compensadas pelas forças que promovem a resistência (Sharma, 2002). Neste contexto, a avaliação da suscetibilidade é feita de forma quantificada pelo cálculo de um Fator de Segurança (FS), sustentado pela disponibilidade de dados detalhados da geometria da topografia e das propriedades geotécnicas e hidrológicas dos terrenos. Ou seja, ao contrário do que acontece com os métodos estatísticos, na existência de dados de base com qualidade, os métodos determinísticos aplicam-se sem tomar em consideração o inventário de instabilidades, o qual, no entanto, continua a ser essencial para validar os resultados obtidos.

Com este pano de fundo, esta tese pretende testar duas hipóteses fundamentais:

H1 – Embora conceitualmente distintos e com procedimentos contrastados, os métodos estatístico e determinístico geram resultados de suscetibilidade similares para deslizamentos superficiais.

H2 – A integração dos resultados da aplicação de um método estatístico e de outro determinístico, numa mesma área, possibilita uma avaliação mais robusta da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais.

Deste modo, esta tese tem como objetivo geral avaliar e comparar a suscetibilidade a deslizamentos superficiais translacionais e rotacionais, em duas pequenas sub-bacias situadas na Bacia hidrográfica do Rio Grande da Pipa, com base na aplicação de um método estatístico bivariado VI e de um determinístico TI, suportado pelo modelo hidrológico do *Shallow Landsliding Stability Model* (SHALSTAB).

Adicionalmente, a tese suporta seis objetivos específicos:

- (i) Cartografia dos deslizamentos translacionais superficiais e rotacionais superficiais com geometria do plano de rotura aproximada ao cicloide;
- (ii) Identificação, classificação e representação cartográfica dos fatores de predisposição relevantes para aplicação do método do VI;
- (iii) Identificação e representação cartográfica das variáveis geotécnicas e hidrológicas relevantes para a aplicação do método do TI;

(iv) Produção e validação independente de dois modelos de suscetibilidade com base nos métodos estatístico e determinístico;

(v) Comparação objetiva dos resultados dos modelos de suscetibilidade e avaliação das respectivas vantagens e inconvenientes;

(vi) Construção de um mapa de suscetibilidade final para a área de estudo com base na integração dos resultados dos dois modelos referidos nas alíneas (iv) e (v).

A dissertação organiza-se em quatro capítulos, aos quais acresce a Introdução e as Considerações Finais que rematam o trabalho.

O Capítulo 1 é dedicado ao enquadramento e discussão teórica de três aspetos essenciais ao desenvolvimento da tese: (i) a caracterização dos deslizamentos superficiais; (ii) as causas dos movimentos de vertente nas perspetivas das Ciências da Terra e da Mecânica de Solos; (iii) os métodos estatísticos e determinísticos utilizados na avaliação da suscetibilidade, com destaque para o VI e o TI.

No Capítulo 2 é apresentado o enquadramento da área de estudo, correspondente às sub-bacias de Monfalim e de Louriceira, situadas na bacia do Rio Grande da Pipa. Para além do enquadramento geográfico é atribuída uma particular atenção à geologia e à geomorfologia, bem como ao regime de pluviosidade e aos limiares críticos de precipitação para o desencadeamento de deslizamentos na região estudada.

No Capítulo 3 é desenvolvido a metodologia utilizada, assim, este capítulo é dedicado à descrição das diversas etapas necessárias para a integração do método estatístico e do método determinístico. Ou seja, aqui encontram-se sintetizadas as linhas metodológicas do trabalho desenvolvido: o inventário de deslizamentos; aplicação do método estatístico; aplicação do método determinístico; validação e comparação dos modelos de suscetibilidade elaborados bem como a integração de ambos.

No Capítulo 4 é abordado os resultados e a discussão dos mesmos, sendo, por isso, um capítulo onde é expressa a interpretação de todos os dados que se teve em conta para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais nas sub-bacias de Monfalim e Louriceira.

CAPÍTULO 1. AVALIAÇÃO REGIONAL DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE

A abordagem utilizada na avaliação regional da suscetibilidade a deslizamentos, quer sejam superficiais ou profundos, é substancialmente diferente em função da utilização de métodos de base estatística/probabilística ou métodos de base física. À parte das assunções dos métodos de base estatística ou dos aspetos físicos que governam os métodos determinísticos, algumas questões fundamentais estão na base da avaliação regional da suscetibilidade a deslizamentos superficiais e que importa sintetizar. Para o efeito, a organização deste capítulo está estruturada de acordo com os seguintes objetivos: (i) a caracterização dos deslizamentos superficiais; (ii) a caracterização das causas responsáveis pela ocorrência dos movimentos de vertente; (iii) a caracterização dos métodos de avaliação da suscetibilidade.

1.1 Deslizamentos superficiais

O termo deslizamento é utilizado para definir um dos principais tipos de movimentos de massa que ocorrem em vertentes (Cruden e Varnes, 1996). Os deslizamentos correspondem por definição a um movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de rotura ou de zonas relativamente estreitas que sofrem intensa deformação tangencial (WP/WLI, 1993; Cruden e Varnes, 1996). Um dos indicadores primários da ocorrência de um movimento de vertente são as fendas de tração expostas na superfície dos terrenos, ao longo das quais se irá formar a cicatriz principal do deslizamento (Cruden e Varnes, 1996; Abramson, 2002). Este facto evidencia um desfasamento temporal da deformação ao longo do que será a extensão total da superfície de rotura. O volume de material deslocado tende, também, a aumentar com o afastamento à área de rotura inicial e, pode deslizar para além do limite jusante do plano de rotura, cobrindo a superfície topográfica original, que transpõe localmente a superfície de separação (Varnes, 1978; Cruden e Varnes, 1996).

A diferenciação entre deslizamentos superficiais e deslizamentos profundos é feita em função da profundidade a que ocorre a superfície de rotura. Neste trabalho, optou-se por

considerar que os deslizamentos superficiais têm a superfície de rotura até 1,5 m de profundidade, seguindo assim a proposta definida por Záruba e Mencl (1982), amplamente considerada nos estudos relacionados com movimentos de vertente na região norte de Lisboa (e.g., Zêzere, 2002; Zêzere *et al.*, 2004, 2008a).

Os deslizamentos superficiais correspondem tipicamente a movimentos de vertente rápidos que ocorrem em vertentes quase sempre declivosas (Iverson, 2000).

1.1.1 Deslizamentos Translacionais

Os deslizamentos translacionais (Figura 1.1) caracterizam-se como uma massa que se desloca ao longo de uma superfície de rotura planar ou ligeiramente ondulada, frequentemente para além da superfície de rotura (Varnes, 1978; Cruden e Varnes, 1996). Esta caracteriza-se por um baixo ângulo de cisalhamento, geralmente paralelo à superfície topográfica original, e a sua forma em planimetria tende a aproximar-se de um retângulo ou de um triângulo (Ibsen *et al.*, 1996).

Neste tipo de deslizamentos verifica-se frequentemente que a superfície de rotura reflete a existência: de planos de fraqueza pré-existent (falhas, fraturas, planos de estratificação ou de xistosidade) com uma reduzida resistência ao corte (Varnes, 1978; Soeters e Westen, 1996; Abramson, 2002) ou o contacto entre níveis de solo residual ou depósitos de vertente e o substrato rochoso (Cruden e Varnes, 1996). Nesta última situação o deslizamento tende a ser relativamente superficial e o deslocamento pode estender-se por distâncias consideráveis (Soeters e Van Westen, 1996), sobretudo se a superfície de separação for bastante inclinada (Cruden e Varnes, 1996). A relação geral determinada por Soeters e Van Westen (1996) entre a profundidade e comprimento dos deslizamentos translacionais ($D/L < 0,1$) ilustra uma profundidade média da superfície de rotura tipicamente inferior à observada nos deslizamentos rotacionais.

Relativamente ao tipo de material onde ocorrem, os deslizamentos translacionais de detritos são, de acordo com Carson e Kirkby (1975 *in* Zêzere, 2000), o tipo de instabilidade mais comum nas vertentes naturais. Neste tipo de materiais, à semelhança do que acontece nos movimentos de vertente do tipo escoada, podem ser identificadas

três unidades morfológicas distintas: área de rotura, área de trajeto e área de acumulação (Corominas, 1996; Brunsden e Ibsen, 1996).



Figura 1.1 – Deslizamento translacional superficial, A-dos-Arcos – Louriceira de Baixo (Fonte: Oliveira, 2012).

1.1.2 Deslizamentos Rotacionais

Os deslizamentos rotacionais (Figura 1.2) ocorrem ao longo de superfícies de rotura curvas e côncavas, fundamentalmente em materiais homogêneos e isotrópicos (Cruden e Varnes, 1996). Quando o perfil da superfície de rotura se aproxima de um círculo ou de um cicloide, a massa deslocada tende a sofrer menor deformação interna (Buma e van Ash, 1996; Cruden e Varnes, 1996). De acordo com Varnes (1978), os deslizamentos rotacionais estão associados a duas formas de superfície de rotura características: (i) uma forma de colher/oval (*spoon shaped*) e (ii) uma forma aproximada a um sector de um cilindro (*rotational shear on cylindrical surface*). Ambos os tipos de deslizamentos rotacionais ocorrem na área de estudo. No primeiro caso, as fendas exibidas à superfície são concêntricas em plano e côncavas na direção do deslocamento da massa instabilizada, evidenciando uma superfície de rotura e cicatrizes em forma de “colher/oval”. No segundo caso, a superfície de rotura estende-se consideravelmente de modo perpendicular ao sentido de deslocamento da massa instabilizada e pode associar-se à forma de um sector de um cilindro, com o eixo paralelo à própria vertente.

Independentemente da distinção feita relativamente aos tipos de superfícies de rotura mais comuns neste tipo de movimento de vertente, a sua identificação no campo ou através de fotografias aéreas é facilitada pela morfologia característica que apresentam

(Záruba e Mencl, 1982; Hutchinson, 1988; Cruden e Varnes, 1996; Soeters e Van Westen, 1996): a coroa, a cicatriz e a frente do deslizamento apresenta uma forma tendencialmente semilunar; a cabeça do movimento regista uma descida abrupta; a formação de aclives, em função da rotação verificada na massa instabilizada, origina um abatimento na parte montante do deslizamento e um levantamento no seu sector frontal; morfologia em escadaria, com topografia ondulada (*hummocky*) na área de acumulação, decorrente do estilo de atividade, do tipo sucessivo ou de uma distribuição da atividade por retrogressão; uma frente ou pé em forma lobada convexa; uma relação de profundidade/comprimento (D/L) entre 0,3 e 0,1.



Figura 1.2 – Deslizamento rotacional superficial Monfalim (Fonte: Oliveira, 2012).

1.2 Fatores de instabilidade

A identificação dos fatores condicionantes e desencadeantes que promovem a instabilidade das vertentes está inevitavelmente relacionada com o reconhecimento da dinâmica existente entre as forças que promovem o deslocamento do solo em direção à base da vertente (forças tangenciais) e as forças opostas que tendem a resistir a esse mesmo movimento (Popescu, 1994). Esses fatores podem ser estáticos ou dinâmicos e permitem estabelecer as condições responsáveis pelos movimentos de vertente com base na complexa relação existente entre as condições dos terrenos e um conjunto de fatores/processos (geomorfológicos, físicos e antrópicos) que atuam na instabilização das vertentes, a longo ou a curto prazo (Popescu, 1994). Os diferentes fatores podem ser classificados de acordo com o papel que exercem na instabilização das vertentes em: (i)

fatores de predisposição; (ii) fatores preparatórios; (iii) fatores desencadeantes (Crozier e Glade, 2005).

Os fatores de predisposição são estáticos e inerentes às características dos terrenos, condicionam o grau de instabilidade potencial da vertente e determinam a variação espacial do grau de suscetibilidade do território à instabilidade.

Os fatores preparatórios são dinâmicos e possibilitam a redução da margem de estabilidade numa vertente, a curto ou longo prazo, porém, não dão início ao movimento.

Os fatores desencadeantes são aqueles que originam o início efetivo do movimento de vertente, possibilitando a mudança de uma vertente do estado marginalmente estável para ativamente instável (Popescu, 1994; Glade e Crozier, 2005).

Na região norte de Lisboa, o principal fator desencadeante dos movimentos de vertente é a precipitação intensa e/ou prolongada (Zêzere e Trigo, 2011; Zêzere *et al.*, 2015). Nestes casos a transição de uma vertente para um estado de instabilidade ativa possibilita a determinação das condições críticas que desencadearam a instabilidade (limiar) e com isso a determinação do ritmo temporal dos movimentos de vertente (Glade e Crozier, 2005).

A distribuição dos fatores em função do estado de estabilidade de uma vertente ao longo do tempo é expressa na Figura 1.3.

Do ponto de vista dos métodos de base física, esta classificação dos fatores tem por base a avaliação do FS sustentado no conceito de estádios de estabilidade definidos por Crozier (1986). Esta abordagem sustenta a classificação das vertentes em estáveis, potencialmente instáveis (estabilidade marginal) e ativamente instáveis, em função da progressiva redução da margem de estabilidade das vertentes. A este respeito, a ocorrência de movimentos de vertente está subjacente às diferentes causas que contribuem para o aumento da tensão tangencial e para a redução da resistência ao corte.

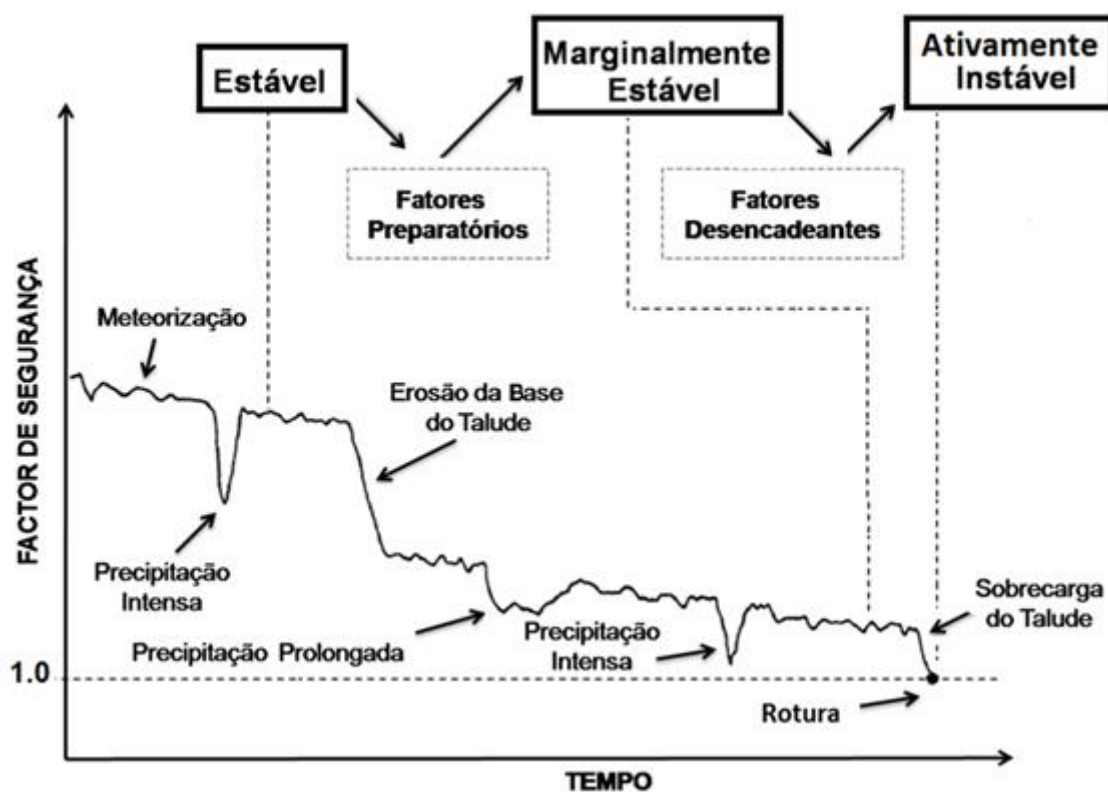


Figura 1.3 – Alterações no Fator de Segurança (FS), ao longo do tempo, em função dos fatores preparatórios e fatores desencadeantes (Fonte: Adaptado de Popescu, 1994).

Exemplos das primeiras são (Terzaghi, 1952; Zêzere, 2005): o levantamento ou basculamento tectónico e consequente encaixe da rede hidrográfica promovendo o aumento do declive das vertentes; a remoção do suporte lateral das vertentes por causas naturais ou antrópicas (e.g., erosão fluvial ou abertura de um talude por escavação); o aumento da carga nas vertentes devido a razões naturais ou antrópicas (e.g., infiltração da água, crescimento da vegetação ou construção de aterros); as tensões transitórias no solo, naturais ou induzidas pela atividade humana (e.g., aceleração sísmica ou explosões ou tráfego rodoviário/ferroviário). Do lado da diminuição da resistência ao corte salientam-se (Terzaghi, 1952; Zêzere, 2005): o papel da meteorização física e química das rochas e dos solos na degradação a longo prazo das propriedades de coesão e de atrito dos terrenos; o papel da infiltração da água e da saturação dos terrenos na redução da resistência ao corte a curto prazo, através da diminuição da tensão normal efetiva e da quebra da coesão aparente nos solos granulares.

Do ponto de vista dos métodos estatísticos/probabilísticos a identificação prévia dos fatores responsáveis pela ocorrência dos movimentos de vertente está na base da maior parte dos métodos de avaliação da suscetibilidade (Crozier e Glade, 2005). Por esta via, as causas que promovem a ocorrência dos movimentos de vertente advém da capacidade de se inferir quais os fatores, essencialmente de predisposição, estáticos e inerentes às características dos terrenos, mais adequados para determinar o grau de instabilidade potencial de uma vertente, com base na sua relação com um inventário local de movimentos de vertente. Estes fatores de predisposição podem ser: geológicos (e.g., litologia, distância a falhas), morfológicos (e.g., declive, curvatura das vertentes), físicos (e.g., espessura do solo) e humanos (e.g., uso do solo).

Relativamente aos deslizamentos superficiais, Zêzere (2005) salienta como principais causas para a sua ocorrência: (i) a importância da diminuição da resistência ao corte do terreno pelo aumento temporário da pressão intersticial, (ii) a redução drástica da coesão aparente dos horizontes superiores do solo, decorrente do aumento do teor em água, que progride em frente de percolação, (iii) os fatores condicionantes da profundidade crítica da rotura (coesão do solo e declive da vertente), (iv) a situação pluviométrica crítica: chuvas intensas com períodos de duração de 1 a 15 dias. Neste último caso, as condições hidrogeológicas, responsáveis pela existência de roturas nas vertentes relacionam-se com a precipitação através da rápida infiltração da água num solo (e.g., depósitos, coluviões), em regra pouco espesso e sobreposto a um substrato rochoso impermeável. O mecanismo responsável estará ligado ao encharcamento superficial do solo, provocando um aumento da pressão intersticial e a uma perda da coesão aparente, que se traduz por uma redução crítica da resistência ao corte e consequente rotura (Keefer *et al.*, 1987; Gostelow, 1991; Wieckzorek, 1996; Iverson, 2000).

1.3 Métodos para a avaliação da suscetibilidade

A avaliação da suscetibilidade constitui a etapa inicial da avaliação da perigosidade e do risco (Guzzetti *et al.*, 1999; Glade *et al.*, 2005; Corominas *et al.*, 2014), mas também corresponde a um produto final quando utilizada para efeitos de ordenamento do território (Fell *et al.*, 2008a; Corominas *et al.*, 2014). Os mapas de suscetibilidade a

movimentos de vertente têm como principal finalidade a hierarquização do território em função da probabilidade/possibilidade de ocorrência de um movimento de vertente de uma determinada tipologia (Corominas *et al.*, 2014), independentemente do tipo de métodos utilizado e não contemplando a recorrência temporal das manifestações de instabilidade. Esta probabilidade espacial não representa exatamente a possibilidade de ocorrência de um movimento do vertente, mas sim, o potencial que uma determinada unidade de terreno tem para se tornar instável, em função de um conjunto de parâmetros de predisposição (e.g., declive, coesão) (Corominas e Moya, 2008).

Ainda que, o princípio do uniformitarismo não se aplique no caso dos métodos determinísticos, uma vez que a avaliação da suscetibilidade não está dependente da existência de um inventário de movimentos de vertente, existe um conjunto de outras assunções descritas na literatura (e.g., Varnes *et al.*, 1984; Carrara *et al.*, 1991; Hutchinson, 1995; Guzzetti *et al.*, 1999; Guzzetti, 2005; Zêzere, 2010) que são transversais aos diferentes métodos de avaliação da suscetibilidade:

- i) Os movimentos de vertente podem ser identificados, classificados e cartografados;
- ii) Os movimentos de vertente são controlados por leis mecânicas que podem ser inferidas de forma empírica, estatística ou determinística;
- iii) As condições que causam os movimentos (fatores de instabilidade), de forma direta ou indireta, podem ser identificadas, registadas e utilizadas para construir modelos preditivos.

1.3.1 A classificação dos métodos

Os métodos de avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente são muito diversificados e a sua classificação pode ser entendida como uma primeira grande separação entre o que são os métodos qualitativos/heurísticos (e.g., cartografia direta baseada no mapa geomorfológico sustentado em trabalho de campo e fotointerpretação; análise multicritério) e os métodos quantitativos baseados em abordagens estatísticas/probabilísticas (análise bivariada, multivariada e redes neuronais) e abordagens determinísticas estáticas ou dinâmicas (Fig. 1.4). A escolha do método mais apropriado resulta sobretudo da escala para a qual se pretende avaliar a suscetibilidade,

que tem uma relação direta com a complexidade do método e com a quantidade/qualidade dos dados necessários (Cascini, 2008; Fell *et al.*, 2008a; Corominas *et al.*, 2014). Adicionalmente, a escolha do método relaciona-se com o propósito final do mapa de suscetibilidade (e.g., informativo, consultoria, estatutário, intervenção; Cascini, 2008), da capacidade de processamento e do tempo que se possui para elaborar o mapa de suscetibilidade (Carrara, 1993). Neste contexto, importa ainda realçar a importância dos mapas de inventários de movimentos de vertente, fundamentais para o início da avaliação da suscetibilidade no caso dos métodos de base estatística/probabilística e para a validação destes e dos mapas de suscetibilidade resultantes da aplicação dos métodos de base física.

De forma muito pragmática, a análise feita neste capítulo aos diferentes tipos de métodos incidirá exclusivamente sobre os métodos quantitativos, de base estatística e determinísticos, com particular destaque, respetivamente, para o método bivariado do Valor Informativo e para o método do Talude Infinito. A escolha destes dois métodos é sustentada pela vasta literatura internacional de referência e pelas recomendações expressas por painéis de investigadores internacionais de renome acerca da adequabilidade dos diferentes métodos para a avaliação da suscetibilidade (e.g., Corominas *et al.*, 2014) (Figura 1.4). Uma revisão detalhada, acerca da globalidade dos métodos de avaliação da suscetibilidade, pode ser encontrada nos seguintes trabalhos: Soeters e Van Westen (1996); Carrara *et al.*, (1999); Guzzetti *et al.*, (1999); Aleotti e Chowdhury (1999); Dai *et al.*, (2002); Chacón *et al.*, (2006); Fell *et al.*, (2008a, b); Cascini (2008); Corominas e Moya (2008); Corominas *et al.*, (2014), entre outros.

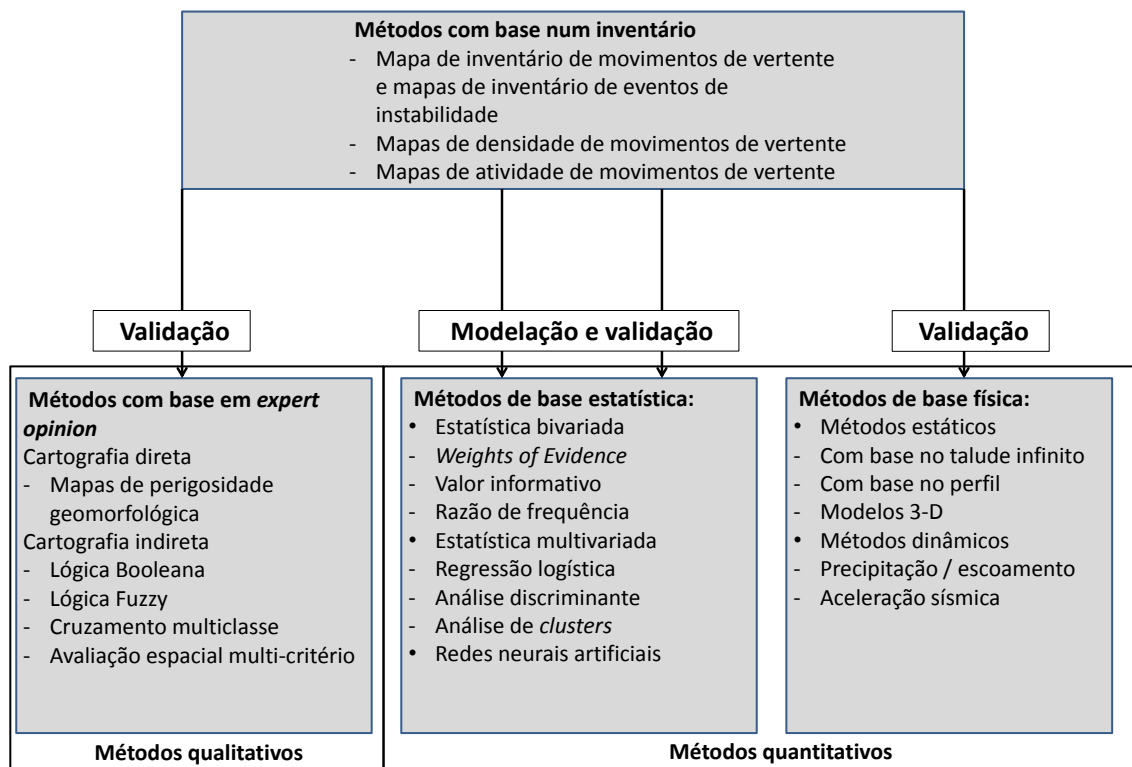


Figura 1.4 – Métodos para a avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (adaptado de Corominas *et al.*, 2014).

1.3.1.1 Métodos estatísticos

Os métodos indiretos de base estatística/probabilística de avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente são métodos tipicamente quantitativos. Os resultados são objetivos e o zonamento é feito em função da análise estatística da relação entre os diferentes fatores de predisposição e a distribuição dos movimentos de vertente que ocorreram no passado (Fell *et al.*, 2008b). Na análise estatística bivariada, cada fator de predisposição é combinado, de forma independente, com o inventário de movimentos de vertente utilizado na avaliação da suscetibilidade e, a partir desta combinação é derivado os *scores*/pontuações, para cada uma das classes desse fator, com base na densidade de movimentos de vertente que nela ocorreram (Soeters e Van Westen, 1996; Beguería, 2006). Na análise estatística multivariada, esta mesma relação é analisada tendo em consideração a ocorrência dos vários fatores de predisposição em simultâneo e a presença ou ausência de movimentos de vertente, em cada uma das unidades de terreno de amostragem (Soeters e Van Westen 1996). A utilização dos métodos estatísticos, torna possível a determinação da probabilidade/possibilidade de ocorrência de um movimento de vertente numa determinada unidade de terreno (Carrara, 1993;

Guzzetti *et al.*, 1999; Fell *et al.*, 2008b). A abordagem utilizada neste tipo de métodos é sustentada num conjunto de etapas, devidamente encadeadas, e requer: (i) a elaboração de um inventário de movimentos de vertente; (ii) a identificação e cartografia dos fatores de predisposição (variáveis independentes) que se encontram direta ou indiretamente associados à instabilidade de vertente; (iii) a avaliação das relações estatísticas entre esse conjunto de fatores de predisposição e a ocorrência de movimentos de vertente; (iv) a classificação/hierarquização do território em função dos respetivos valores de suscetibilidade; (v) a avaliação do desempenho do modelo (ajuste e capacidade preditiva); (vi) avaliação da incerteza associada ao modelo de suscetibilidade (Soeters e Van Westen, 1996; Guzzetti *et al.*, 1999; Guzzetti, 2005).

Os métodos estatísticos sustentam-se fundamentalmente nas seguintes assunções (e.g., Fell *et al.*, 2008a; Corominas *et al.*, 2014): (i) o passado é a chave para o futuro, isto é, as áreas onde ocorreram movimentos de vertente no passado são propensas à ocorrência de movimentos de vertente no futuro; (ii) áreas com fatores de predisposição (e.g., topografia, geologia, geomorfologia) semelhantes às áreas onde ocorreram movimentos de vertente no passado serão mais propensas à ocorrência de movimentos de vertente no futuro, assumindo que se mantêm as mesmas condições ambientais. Esta relação estatística entre fatores de predisposição e movimentos de vertente permite determinar o conjunto de condições únicas na área de estudo e para cada unidade de terreno estabelecer através de uma função paramétrica empírica, a propensão para que se verifique instabilidade, mesmo para as áreas ainda não afetadas por movimentos de vertente (Zêzere, 1997).

Uma das principais vantagens da aplicação de métodos estatísticos/probabilísticos reside no facto de o investigador poder validar a importância do contributo de cada um dos fatores para o mapa final de suscetibilidade e decidir a sua inclusão, ou não, como fator predominante para o bom desempenho do modelo (Aleotti e Chowdhury, 1999). Os principais constrangimentos da sua aplicação resultam: (i) da dificuldade de estabelecimento de relações causa-efeito entre variáveis; (ii) de problemas decorrentes da autocorrelação entre variáveis; (iii) da distribuição estatística tipicamente normal irregular das variáveis preditoras (Zêzere, 2010); (iv) das limitações relacionadas com a qualidade dos dados, em particular, a completude do inventário; (v) da dificuldade em transferir os resultados da aplicação destes métodos de uma área de estudo para outras áreas, mesmo com características similares (Fell *et al.*, 2008b).

1.3.1.2 Métodos determinísticos

Os métodos determinísticos utilizados para a avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente dependem da compreensão das leis físicas e mecânicas (leis da conservação de massa, energia e aceleração ou o equilíbrio de forças), que comandam a instabilidade das vertentes (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich *et al.*, 1995; Guzzetti, 2005; Zêzere, 2010). Estes métodos baseiam-se na modelação dos processos físicos que estão na origem da instabilização das vertentes (e.g., Corominas *et al.*, 2014; Pimenta, 2011) e tendem a ser, de acordo com vários autores, mais rigorosos e consistentes que os restantes métodos usados na avaliação da suscetibilidade (Guzzetti, 2005; Corominas *et al.*, 2014).

A maioria dos métodos determinísticos visa a avaliação do grau de estabilidade de uma vertente com base no cálculo do Fator de Segurança para cada unidade de terreno (Soeters e Van Westen, 1996). Para o efeito são frequentemente utilizados métodos de estabilidade de vertentes que, de uma forma simplificada, procuram determinar a relação existente entre as forças que promovem o deslocamento do solo em direção à base da vertente (forças tangenciais) e as forças opostas que tendem a resistir a esse mesmo movimento (forças de resistência ao corte) (Popescu, 1994).

A solução adotada para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais passa frequentemente pela consideração de métodos de equilíbrio limite, em particular o método do TI (Sharma, 2002). À escala regional, é possível calcular a estabilidade relativa ou absoluta de uma vertente tendo por base algumas hipóteses simplificadas, quer relativamente aos mecanismos de rotura, quer relativamente às propriedades mecânicas de solos ou rochas (Corominas e Moya, 2008).

Frequentemente, aos métodos de análise da estabilidade, como seja o método do Talude Infinito, são acoplados modelos hidrológicos que têm por princípio a integração de registos históricos da precipitação com condições específicas de estabilidade/instabilidade das vertentes. São disso exemplos os modelos em condições estáticas ou quasi-estáticas do nível da toalha freática e de um fluxo subsuperficial paralelo à superfície (e.g., Montgomery e Dietrich, 1994) e os modelos dinâmicos que incluem, por exemplo, a determinação da influência do regime transiente da precipitação e distribuição da água no solo (e.g., Iverson, 2000). Estes modelos podem

ainda ser adaptados na resolução dos processos de infiltração da água verticalmente e em condições de quase saturação à escala local (e.g., Amaral, 2010) ou regional (e.g., Crosta, 1997). Uma dificuldade acrescida na implementação destes métodos resulta do facto dos parâmetros críticos necessários para a sua implementação (e.g., variação da espessura do solo, simulação dos processos hidrológicos transientes ou variações temporais das propriedades hidráulicas dos solos) serem, na sua maioria, obtidos por ensaios laboratoriais ou de campo de difícil espacialização. Relativamente ao carácter dinâmico destes métodos, a capacidade preditiva temporal é sustentada pela aplicação de regras baseadas nas relações causa-efeito que permitam inferir alterações na morfologia de uma região. Quando incorporados, em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), os modelos tem a capacidade de determinar para cada unidade de terreno, no tempo (passado/futuro), a variação das condições inerentes ao fator desencadeante (intensidade da precipitação ou variação do nível piezométrico) que estão na origem da ocorrência de movimentos de vertente (Corominas *et al.*, 2014).

A grande vantagem da aplicação dos métodos de estabilidade das vertentes advém da possibilidade de poder determinar de forma quantitativa os valores de estabilidade da vertente, por exemplo através do Fator de Segurança, isto é, é possível determinar de forma absoluta ou relativa a suscetibilidade do território e comparar os resultados com outras áreas de estudo (Fell *et al.*, 2008a). As maiores desvantagens são (Zêzere, 2010): o elevado grau de generalização (parâmetros geotécnicos e hidrológicos) e simplificação necessários; a aplicação a áreas que apresentem condições de terreno (e.g., geologia e geomorfologia) relativamente homogêneas; a consideração de movimentos de vertente simples; incertezas acerca da profundidade do solo e dos planos de rotura.

1.3.2 O método do Valor Informativo (VI)

O método do VI tem sido amplamente utilizado na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente na região norte de Lisboa com muito bons resultados (Zêzere, 2002; Zêzere *et al.*, 2008; Guillard e Zêzere, 2011; Oliveira *et al.*, 2015), em linha com as recomendações propostas por Corominas *et al.*, (2014). O método estatístico bivariado do Valor Informativo (Yin e Yan, 1988), de suporte Bayesiano, visa a determinação de um *score* (pontuação) de suscetibilidade para cada classe de cada

variável, a partir da normalização logarítmica da razão entre a probabilidade condicionada de se encontrar um deslizamento numa determinada classe de uma variável na área de estudo e a probabilidade *à priori* de se encontrar um deslizamento na área de estudo, ou seja, possibilita uma avaliação quantitativa da relação entre cada classe de cada variável independente (fator de predisposição, variável *i*) e a variável dependente (grupo de deslizamentos de modelação) (e.g., Zêzere, 2002, 2010). O Valor Informativo é definido pela equação [1.1]:

$$li = \ln \frac{Si/Ni}{S/N} \quad [1.1]$$

Onde *li* é o Valor Informativo de cada classe da variável independente *i*; *Si* é o número de unidades de terreno com deslizamentos e com a presença da variável independente *i*; *Ni* é o número de unidades de terreno com a presença de determinada variável independente *i*; *S* é o número total de unidades de terreno com deslizamentos na área de estudo; *N* é o número total de unidades de terreno da área de estudo. O Valor Informativo final resulta do somatório dos *scores* de VI parciais calculados para cada classe de cada fator de predisposição presentes em cada uma das unidades de terreno. Assim, o Valor Informativo total de uma unidade de terreno *lj* é determinado pela equação [1.2]:

$$lj = \sum_{i=1}^m X_{ji} \cdot li \quad [1.2]$$

Onde *m* corresponde ao número de variáveis; *X_{ji}* é o valor da variável e assume o valor 0 se a classe da variável não se encontrar presente na unidade de terreno *j* e 1 na sua presença; *li* é o Valor Informativo de cada classe da variável independente *i* (calculado na equação [1.1]).

Apesar do método ter uma base Bayesiana, os *scores* de VI finais, não exprimem um valor de probabilidade, mas sim o posicionamento da variável (classe), ou unidade de terreno, em relação à densidade média observada na área de estudo. Neste caso, um valor nulo indica que a variável em causa tem uma densidade de movimento idêntica à densidade média registada na área em estudo, pelo que a sua relação com a instabilidade é inconclusiva (Garcia, 2012). De acordo com Yin e Yan (1998), quanto maior for o *score* de VI maior será a predisposição para ocorrerem movimentos de vertente nessa

classe de variável independente. Em sentido contrário, quando o *score* de VI é negativo pressupõe-se que essa classe de variável independente não contribui para a ocorrência dos movimentos de vertente. O mesmo tipo de leitura é aplicado ao Valor Informativo final, resultante do somatório dos *scores* de VI parciais calculados, para cada classe, de cada um dos fatores de predisposição presentes em cada uma das unidades de terreno.

Uma das principais vantagens da aplicação deste método em áreas onde o conjunto de fatores de predisposição transgridem claramente a independência condicional, que é suposto existir entre os diferentes temas preditores, resulta do facto de os *scores* de VI não terem uma leitura probabilística mas sim da hierarquização do território relativamente à suscetibilidade a movimentos de vertente (e.g., Oliveira, 2012). Porém, também apresenta algumas desvantagens tais como: (i) a autocorrelação entre os fatores de predisposição não é tida em consideração, pelo que é de admitir a existência de *scores* de suscetibilidade sobreavaliados (Yin e Yan, 1988, Zêzere *et al.*, 2009), ainda que, sem interferência na hierarquização dos valores de VI; (ii) a grande sensibilidade evidenciada por todos os modelos de suporte Bayesiano face à qualidade e número de movimentos de vertente existentes nos inventários de movimentos de vertente, em especial quando aplicados a áreas muito vastas e em que os fatores condicionantes são complexos (Oliveira, 2012).

1.3.3 O método do Talude Infinito (TI)

O método do TI corresponde ao método de Equilíbrio Limite mais utilizado para o cálculo do Fator de Segurança, associado à ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais. Este baseia-se nos seguintes pressupostos (Zêzere, 2010): (i) o plano de rotura é paralelo à superfície topográfica, localizando-se a uma profundidade constante e pequena quando comparada com o comprimento da vertente; (ii) a vertente é considerada como tendo um comprimento infinito e os efeitos terminais e laterais na área deslizada são ignorados; (iii) as propriedades físicas do solo e a pressão intersticial da água abaixo da superfície topográfica são consideradas constantes.

Apesar das muitas variações deste método, as formulações mais recorrentes assumem o fluxo do nível freático paralelo à superfície e introduzem o fator da espessura de solo

saturado (Pimenta, 2011). Neste contexto, a incorporação de um modelo hidrológico em condições estáticas correspondente à razão entre a espessura de solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável, tal como previsto na formulação do modelo SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998).

O FS determinado, para cada unidade de terreno, é assim calculado com base no método do TI, incorporando um modelo de espessura de solo e um modelo hidrológico para a área de estudo através da equação [1.3] (Sharma, 2002), onde no termo superior da equação está representada a componente modificada da avaliação da resistência ao corte (forças resistentes) e no denominador a componente modificada de tensão tangencial (forças instabilizadoras):

$$FS = \frac{c' + h \cdot \cos^2 \beta [(1-m)\gamma_m + m \gamma_{sub}] \cdot \tan \phi'}{h \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta [(1-m)\gamma_m + m \gamma_{sat}]} \quad [1.3]$$

Onde c' é a coesão efetiva (kN/m²); h é a espessura do solo potencialmente instável; β é o declive da unidade de terreno; m é a componente do modelo hidrológico, sendo a razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável; ϕ' é o ângulo de atrito efetivo (°); γ_m é o peso específico do solo (kN/m³); γ_{sat} é o peso específico do solo saturado (kN/m³) e γ_{sub} é o peso específico do solo submerso (kN/m³).

No final, o FS determinado, para cada unidade de terreno, pode ser associado a uma determinada classe de suscetibilidade (Fell *et al.*, 2008b).

CAPÍTULO 2: A ÁREA DE ESTUDO DE MONFALIM E LOURICEIRA

2.1 Enquadramento geográfico

A área de estudo abrange duas pequenas bacias hidrográficas, Monfalim e Louriceira, localizadas no Distrito de Lisboa entre os concelhos de Sobral de Monte Agraço e Arruda dos Vinhos, a cerca de 10 km a noroeste da cidade de Vila Franca de Xira e a 30 km a norte da cidade de Lisboa (Figura 2.1).

As bacias hidrográficas de Monfalim e de Louriceira estão inseridas na bacia do Rio Grande da Pipa, que drena, por sua vez para o Rio Tejo. A área total destas duas bacias corresponde, aproximadamente, a 13,9 km², sendo que, desse valor, 6,4 km² dizem respeito à bacia de Monfalim, enquanto os restantes 7,5 km² à bacia de Louriceira.

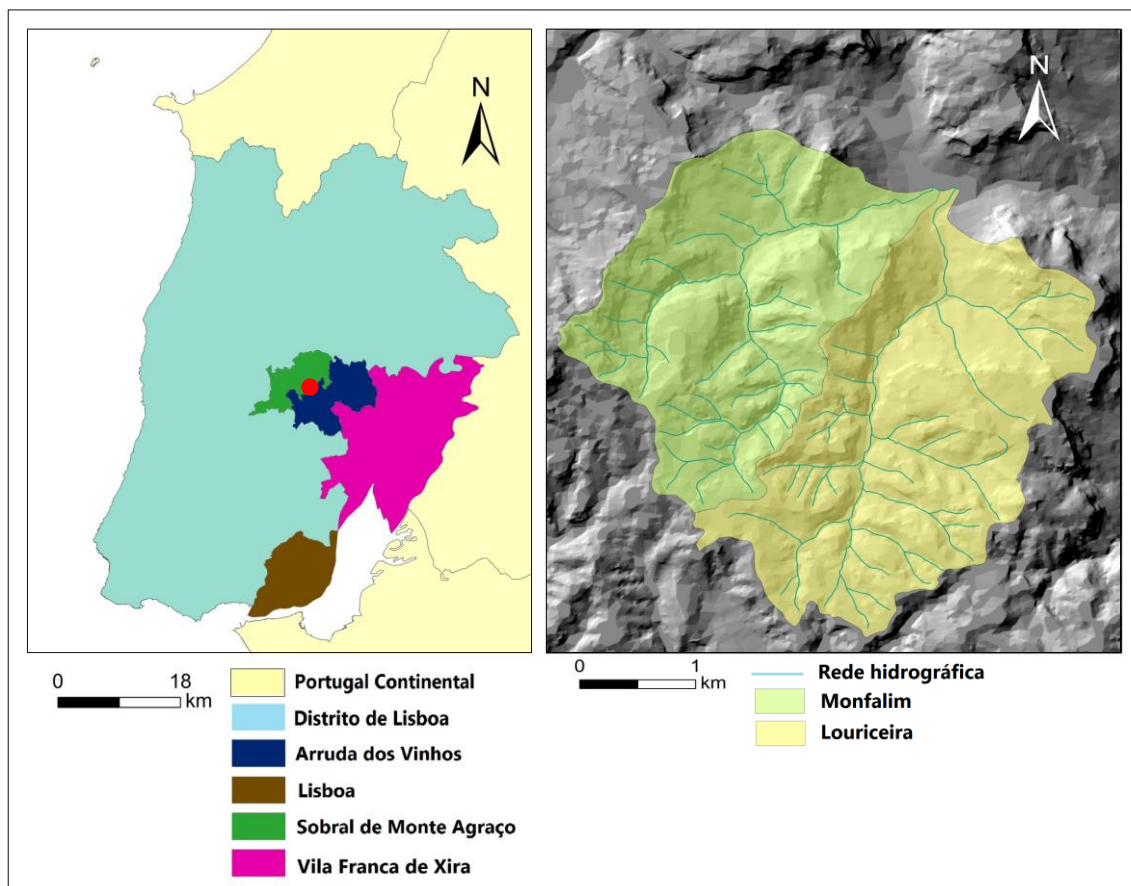


Figura 2.1 - Localização geográfica e delimitação da área de estudo de Monfalim – Louriceira (ponto a vermelho).

2.2 Geologia

A área de estudo de Monfalim – Louriceira está integrada na designada região a norte de Lisboa, próxima do contacto entre a orla Meso-Cenozóica Ocidental e a Bacia Terciária do Tejo (Ferreira, 1984; Ferreira *et al.*, 1987). Do ponto de vista litológico, afloram na área de estudo, rochas essencialmente de carácter sedimentar (98,9% da área de estudo), que datam fundamentalmente do Jurássico (Oxfordiano Médio ao Titoniano) e do Holocénico (aluviões). A exceção são as rochas eruptivas que cortam as formações do Jurássico e que representam apenas 1,1% da área total.

No presente trabalho, à semelhança de Pimenta (2011), optou-se por individualizar, tanto quanto possível, os principais tipos litológicos que afloram em cada uma das formações geológicas presentes na área de estudo. Esta diferenciação foi realizada tendo por base o levantamento geológico elaborado por Zbyszewski e Assunção (1965) e INETI (2005), fotointerpretação e trabalho de campo. Desta forma, na área de estudo foi possível identificar as seguintes litologias ou combinações litológicas (Figura 2.2): (i) aluviões; (ii) formação de Arranhó (calcários e margas); (iii) formação de Sobral (arenitos e calcários); (iv) formação de Sobral (pelitos e margas); (v) formação de Amaral (calcários); (vi) formação de Amaral (margas); (vii) formação de Abadia (margas e pelitos); (viii) filões e massas de rocha alterada, basalto, techenito e dolerito, denominados de filões e massas por apresentarem uma pequena fração da área de estudo.

(i) As aluviões (Holocénico) correspondem a um complexo fluvio-marinho que na área de estudo tem uma composição argilo-arenosa e uma espessura reduzida (Zbyszewski e Assunção, 1965).

(ii) A formação de Arranhó (Titoniano Inferior, Kullberg *et al.*, 2006), desenvolveu-se num pequeno episódio de transgressão, de carácter estuarino, sendo constituído por calcários calciclásticos de fácies marinha e salobra e margas (Kullberg *et al.*, 2006).

(iii, iv) A formação de Sobral (Kimeridgiano Superior? – base do Titoniano?, Kullberg *et al.*, 2006), teve a sua origem numa sedimentação de cariz de um delta estuarino e corresponde a uma sequência siliciclástica de margas siltosas ou arenosas, argilas siltosas e arenitos oolíticos, ou não, mais ou menos grosseiros, apresentando, em parte,

uma estratificação entrecruzada com raros e finos horizontes de calcários micríticos compostos por diferentes percentagens de calhaus de quartzo (Zbyszewski e Assunção, 1965). Podem ainda ocorrer níveis de arenitos avermelhados (Kullberg *et al.*, 2006). Na área de estudo foram separadas as litologias em função da sua dureza distinguindo-se as áreas ocupadas por rochas mais brandas como as margas e argilas (iii) das rochas mais resistentes como os arenitos e calcários (iv). Estas rochas mais resistentes afloram nas áreas de declives mais acentuados, dentro da formação do Sobral.

(v, vi) A formação de Amaral (Kimeridgiano Superior), é constituída por massas calcárias mais ou menos arredondadas, encontrando-se separadas por margas ou por margo-calcários ou unidas umas às outras, apresentando frequentemente intercalações de bancadas de oólitos miliares e de grés compactos (Zbyszewski e Assunção, 1965). Na área de estudo foram individualizadas as áreas onde aflora a formação de Amaral com fácies mais carbonatada, associada aos calcários corálicos compactos (v) da fácies mais margosa desta formação (vi).

(vii) A formação de Abadia (Kimeridgiano inferior a médio?, Kullberg *et al.*, 2006), consiste num complexo essencialmente argiloso, com argilas e margas cinzentas ou azuladas, tornando-se amarelas por alteração. Estas margas, algumas vezes, são arenosas e micáceas e contêm nódulos calcários ou limoníticos, assim como intercalações de grés e de conglomerados mais ou menos desenvolvidos (Zbyszewski e Assunção, 1965), estes últimos não individualizados na área de estudo.

(viii) Os filões e massas de rochas eruptivas correspondem essencialmente a rocha alterada ou não identificada, basalto, techenito e dolerito, e têm uma pequena expressão espacial, porém, encontram-se razoavelmente bem distribuídos pela área de estudo. No caso dos doleritos, estes não apresentam grande diferenciação mineralógica quando comparados com os basaltos e alteram-se igualmente com frequência. O techenito, que aflora no Alqueidão, metamorfiza ligeiramente os calcários jurássicos que envolvem estes lacólitos (Zbyszewski e Assunção, 1965).

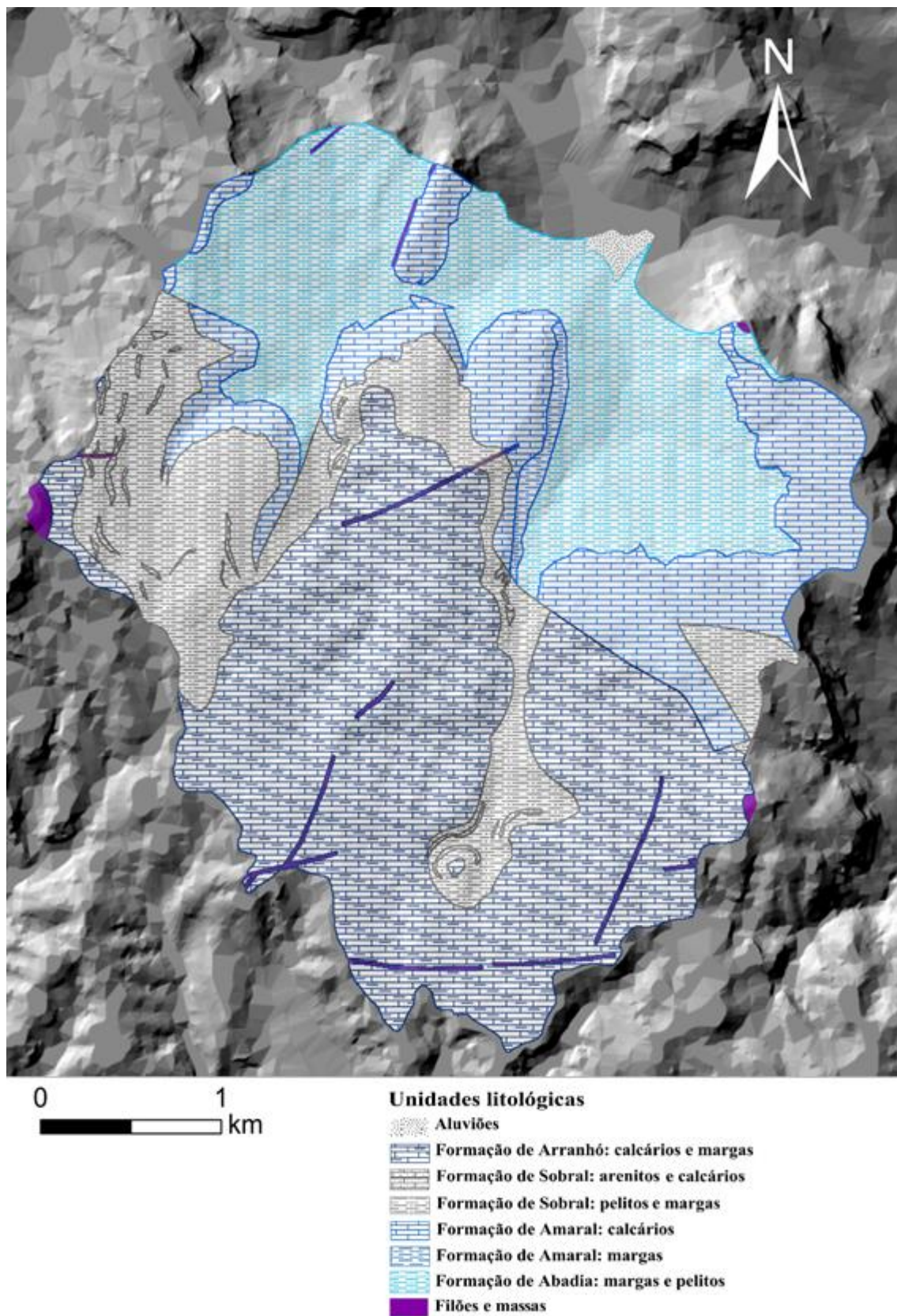


Figura 2.2 – Unidades Litológicas da área de estudo Monfalim - Louriceira. (Fonte: Modificado das Folhas 389 e 390 da Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1:25.000 (INETI, 2005)).

No que diz respeito à percentagem que cada uma das unidades litológicas tem na área de estudo (Tabela 2.1), a formação de Arranhó (calcários e margas) destaca-se consideravelmente das outras, ocupando quase 40% da área total. Seguem-se a formação de Abadia (margas e pelitos) e a formação de Sobral (pelitos e margas) com uma percentagem da área de estudo de 23,8% e 17,2%, respetivamente. A formação do Amaral (calcários) e a formação do Amaral (margas) abrangem uma área entre 8 e 9,5%. Com menos de 1% da área de estudo temos a formação do Sobral (arenitos e calcários), as aluviões, e os diferentes tipos de rochas eruptivas que dão corpo aos filões e massas existentes na área de estudo.

Tabela 2.1 - Frequências absoluta e relativa de cada Unidade Litológica na área de estudo Monfelim – Louriceira.

ID	Descrição	Nº Pixéis	% Área de estudo
1	Aluviões	2064	0,4
2	Formação de Arranhó: calcários e margas	217575	39,3
3	Formação de Sobral: arenitos e calcários	3771	0,7
4	Formação de Sobral: pelitos e margas	95106	17,2
5	Formação de Amaral: calcários	44570	8,1
6	Formação de Amaral: margas	52227	9,4
7	Formação de Abadia: margas e pelitos	131795	23,8
8	Filões e massas	5911	1,1
	Total	553019	100

A tectónica presente na região a norte de Lisboa com expressão na área de estudo manifesta-se de duas formas distintas: (i) os materiais acumulados na região durante o Mesozóico, sofreram deformação anticlinal de grande raio de curvatura centrada em Arruda dos Vinhos e com direção bética (ENE-WSW), ligada provavelmente à compressão Bética do Miocénico Superior (Ribeiro *et al.*, 1979); (ii) pela existência de diversas falhas de orientações NW-SE (acidentes mais modernos da região) e NE-SW (um grande número de filões tende a apresentar a direção destes acidentes) (Zbyszewski e Assunção, 1965; Ferreira *et al.*, 1987).

De acordo com Zêzere *et al.*, (1999b) desde o Tortoniano (6 Ma) que na região norte de Lisboa se verifica uma deformação tectónica positiva em relação à bacia do Tejo. Esta

manifesta-se, de forma direta (tectónica recente) ou indireta, pelo contacto anormal de rochas de natureza e comportamentos diferenciados, variações locais de pendor e pelo aproveitamento das falhas para o encaixe da rede hidrográfica (Ferreira *et al.*, 1987).

2.3 Geomorfologia

A estrutura geológica e a litologia condicionam fortemente a morfologia existente na região norte de Lisboa (Coelho, 1979; Zêzere, 1991). Relativamente à estrutura, a área de estudo situa-se no flanco sul do anticlinal de grande raio de curvatura centrado em Arruda dos Vinhos com inclinação geral de 5° a 25° para sul-sudeste em direção ao estuário do Tejo (Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1991). A identificação na área de estudo de compartimentos com pendor das camadas para SW, atesta localmente a existência de comportamentos diferenciados face à orientação regional da deformação.

Nesta região, a alternância de rochas mais resistentes como os calcários e de rochas mais brandas como as margas, as argilas e os arenitos pouco consolidados proporcionou o desenvolvimento, por erosão diferencial, de relevos monoclinais em torno da depressão de Arruda dos Vinhos (Ferreira, 1984; Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1991). Esta disposição monoclinal envolvente à bacia de Arruda dos Vinhos é marcada de uma forma geral por relevos com reversos bastante suaves e anversos mais abruptos (Machado, 1991). Nestes anversos, os calcários corálicos do Amaral, por serem bastante resistentes, formam as cornijas que dominam a depressão de Arruda dos Vinhos escavada nas margas da Abadia (Ferreira, 1984). Nas margas da Abadia desenvolvem-se vertentes bastante extensas e com declives tipicamente moderados.

A área de estudo tem a sua cota máxima à altitude de 442 m no Vértice Geodésico do Alqueidão, cuja localização corresponde ao ponto mais ocidental da área de estudo, e a cota mínima à altitude de 134 m junto a Pontes de Monfalim na faixa da área de estudo exposta a nordeste (Figura 2.3). Em relação à rede hidrográfica (Figura 2.3), verifica-se a presença de dois cursos de água principais, afluentes do rio Grande da Pipa: a Ribeira de Monfalim (ordem 3 de Strahler) e o Rio da Louriceira (ordem 4 de Strahler), este último com um traçado mais linear de orientação SSW–NNE. Na área de estudo o forte encaixe de ambos os cursos de água dá-se fundamentalmente após a passagem dos calcários de Amaral para as margas de Abadia, verificando-se aí as vertentes mais

extensas da área de estudo, com declives moderados a elevados e refletindo a fraca resistência à erosão desta formação litológica.

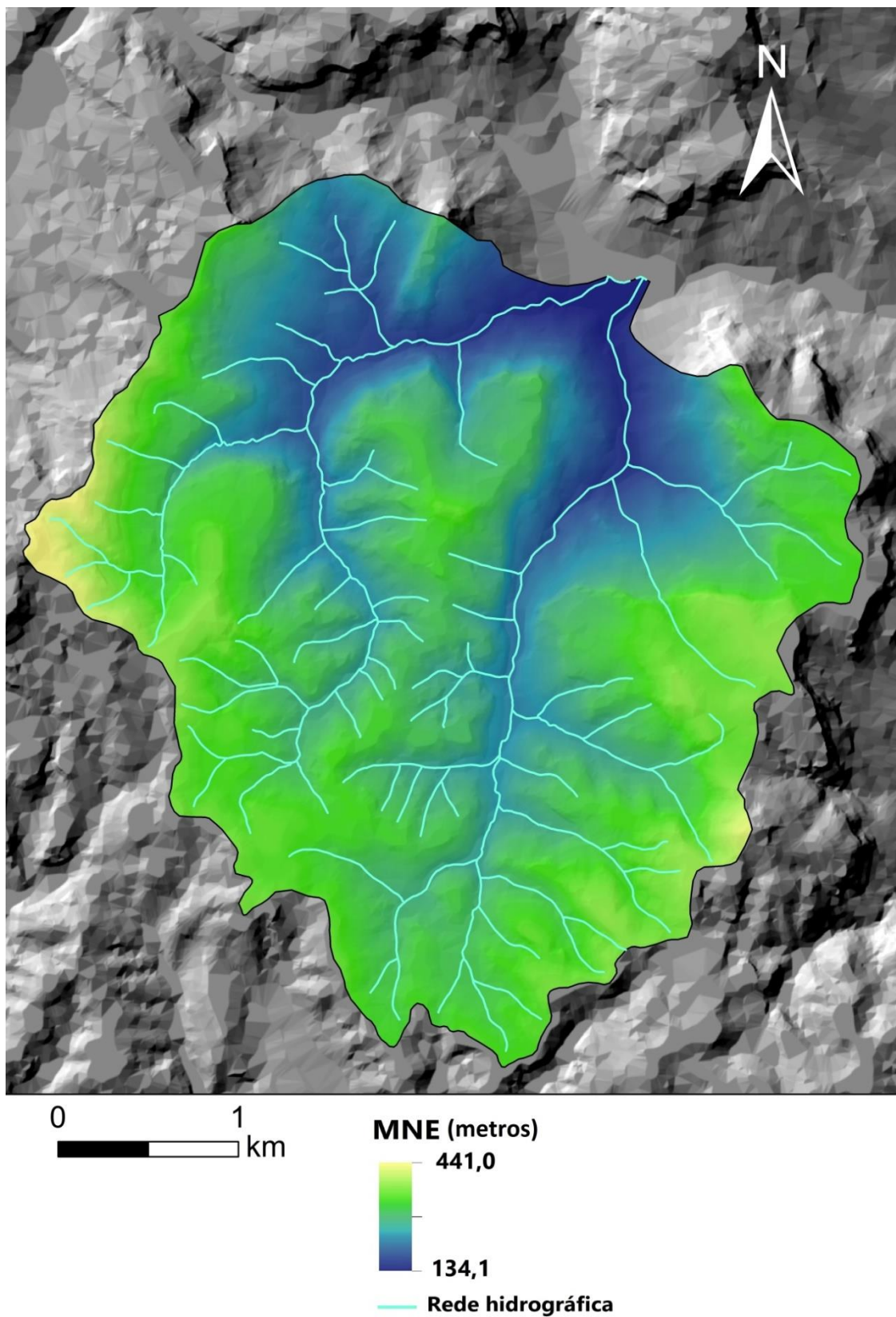


Figura 2.3 – Modelo numérico de elevação e rede hidrográfica de Monfalim – Louriceira.

Os declives, na área de estudo (Figura 2.4; Tabela 2.2) são predominantemente moderados a acentuados, como se pode constatar pelos 78,1% da área de estudo com declives entre 5° e 20°. As classes que registam uma maior representatividade na área de estudo são as correspondentes aos declives moderados (5° – 10° e 10° – 15°) com 37,5% e 28,3%, respetivamente. Seguem-se as áreas ocupadas por declives suaves (0° – 5°) com 12,9% e declives acentuados (15° – 20°) com 12,3%. Por último as áreas com declives muito acentuados (>20°) apresentam igualmente uma representatividade não negligenciável, uma vez que ocorrem em 9% da área de estudo.

Tabela 2.2 - Frequências absolutas e relativas das classes de declives na área de estudo Monfalim – Louriceira.

ID	Classes	Nº Pixéis	% Área de estudo
1	0 – 5	71241	12,9
2	5 – 10	207252	37,5
3	10 – 15	156344	28,3
4	15 – 20	67852	12,3
5	20 – 25	27892	5,0
6	25 – 30	12284	2,2
7	30 – 35	5770	1,0
8	>35	4384	0,8
	Total	553019	100

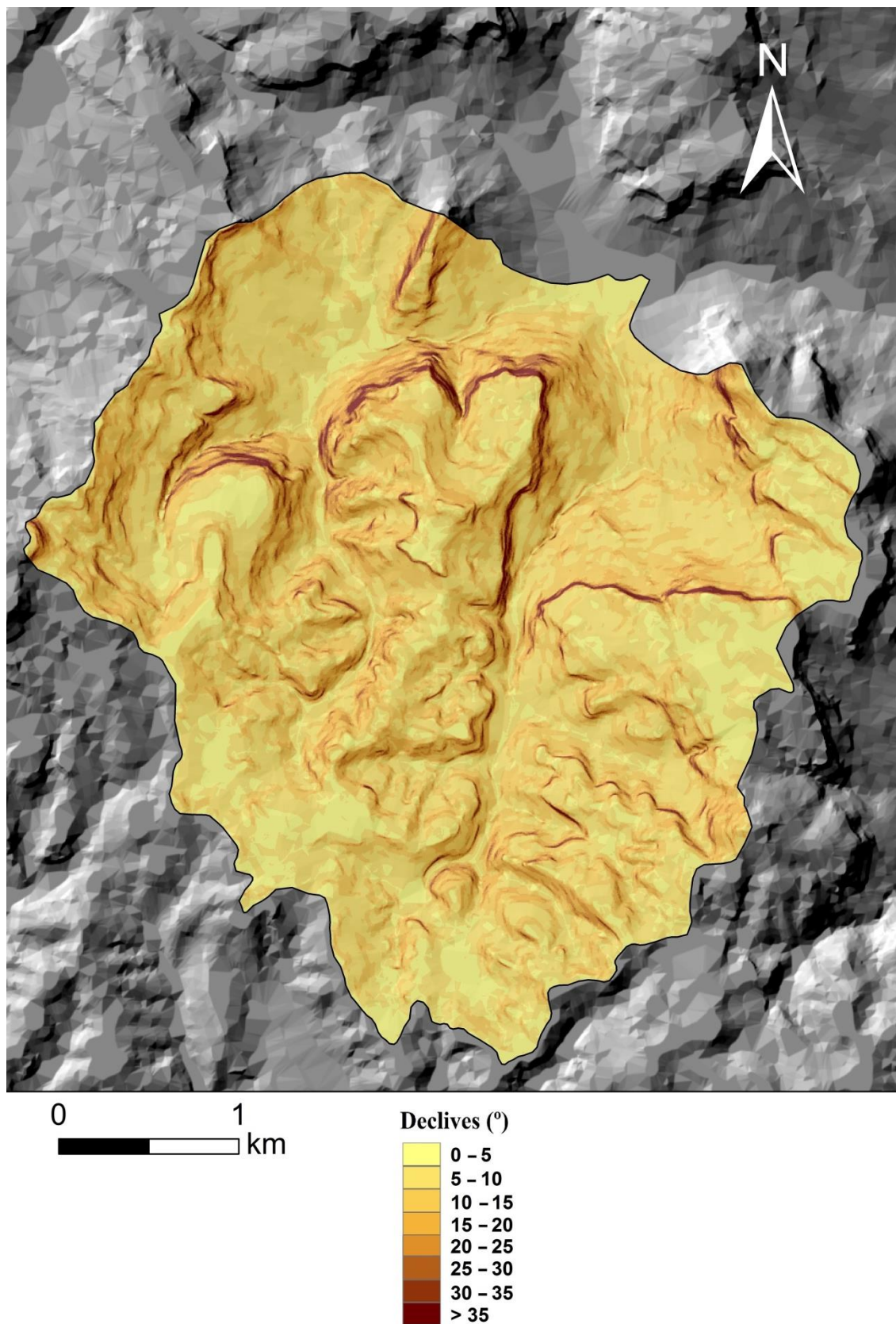


Figura 2.4 – Declives na área de estudo Monfelim – Louriceira.

A exposição das vertentes relaciona-se com a instabilidade das vertentes pela relação que existe quer com fatores climáticos (e.g., Clerici *et al.*, 2010), quer com fatores estruturais (e.g., Zêzere *et al.*, 2008). No caso da área de estudo (Figura 2.5; Tabela 2.3) predominam ligeiramente as vertentes com exposição a Este (18,02%) e Norte (14,9%). Com exceção das vertentes expostas a sul (6,1%), para todas as outras exposições (nordeste, sudeste, sudoeste, oeste e noroeste), a percentagem de área de estudo associada é semelhante, variando entre 10,1% e 13,1%. As áreas planas não têm expressão na área de estudo (0,2%). A presença de registo de inclinação das camadas para sudoeste entre Monfalim e o vértice geodésico de Picoto, permite-nos inferir, ainda que, de uma forma geral, ocorre a presença de vertentes cataclinais associadas a exposição das vertentes a Sudoeste, enquanto as vertentes anaclinais estão relacionadas com exposições a nordeste.

Tabela 2.3 - Frequências absoluta e relativa das classes de exposição de vertentes na área de estudo Monfalim – Louriceira.

ID	Classes	Nº Pixéis	% Área de estudo
1	Plano	986	0,2
2	Norte	82435	14,9
3	Nordeste	66693	12,1
4	Este	99656	18,0
5	Sudeste	69065	12,5
6	Sul	33558	6,1
7	Sudoeste	55920	10,1
8	Oeste	72192	13,1
9	Noroeste	72514	13,1
	Total	553019	100

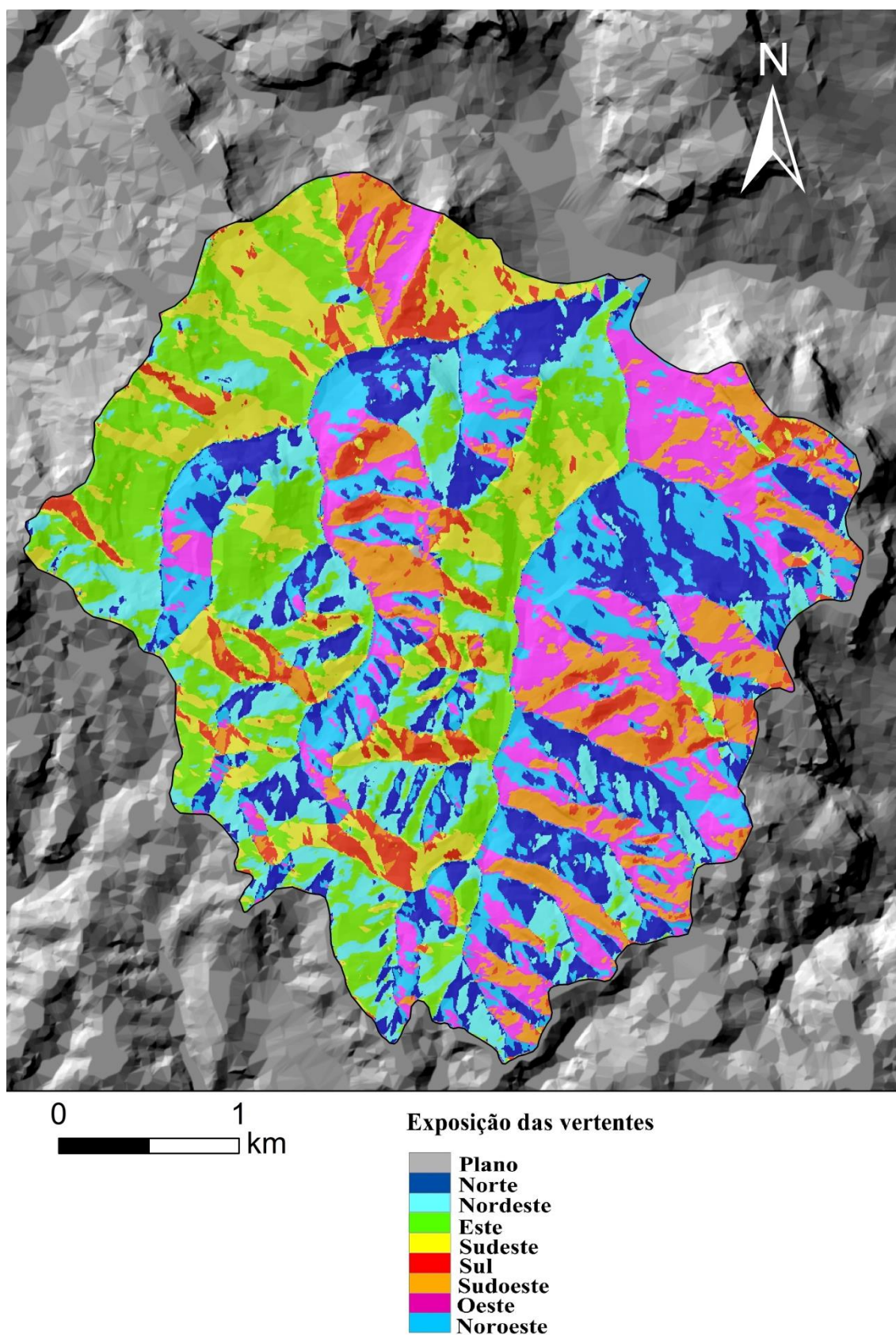


Figura 2.5 – Exposição das vertentes na área de estudo Monfalim – Louriceira.

2.4 Uso do solo

Reconhecendo que as variações na tipologia de uso e ocupação do solo ao longo do tempo podem permitir estabelecer diferentes relações com a instabilidade de vertentes, esse não constitui um objetivo deste trabalho. Assim, procurou-se escolher uma única “imagem” de uso do solo representativa das condições existentes aquando da ocorrência dos deslizamentos superficiais presentes no inventário de movimentos de vertente da área de estudo, isto é, fundamentalmente para o período 1983 – 2010. Pelo peso que os deslizamentos associados ao evento de instabilidade de 18 novembro de 1983 têm no inventário de movimentos de vertente, optou-se por considerar a Carta de Ocupação do solo em 1990 (COS'90) do Instituto Geográfico Português (IGP), cujo período de referência corresponde aos meses de julho a agosto de 1990 (Figura 2.6).

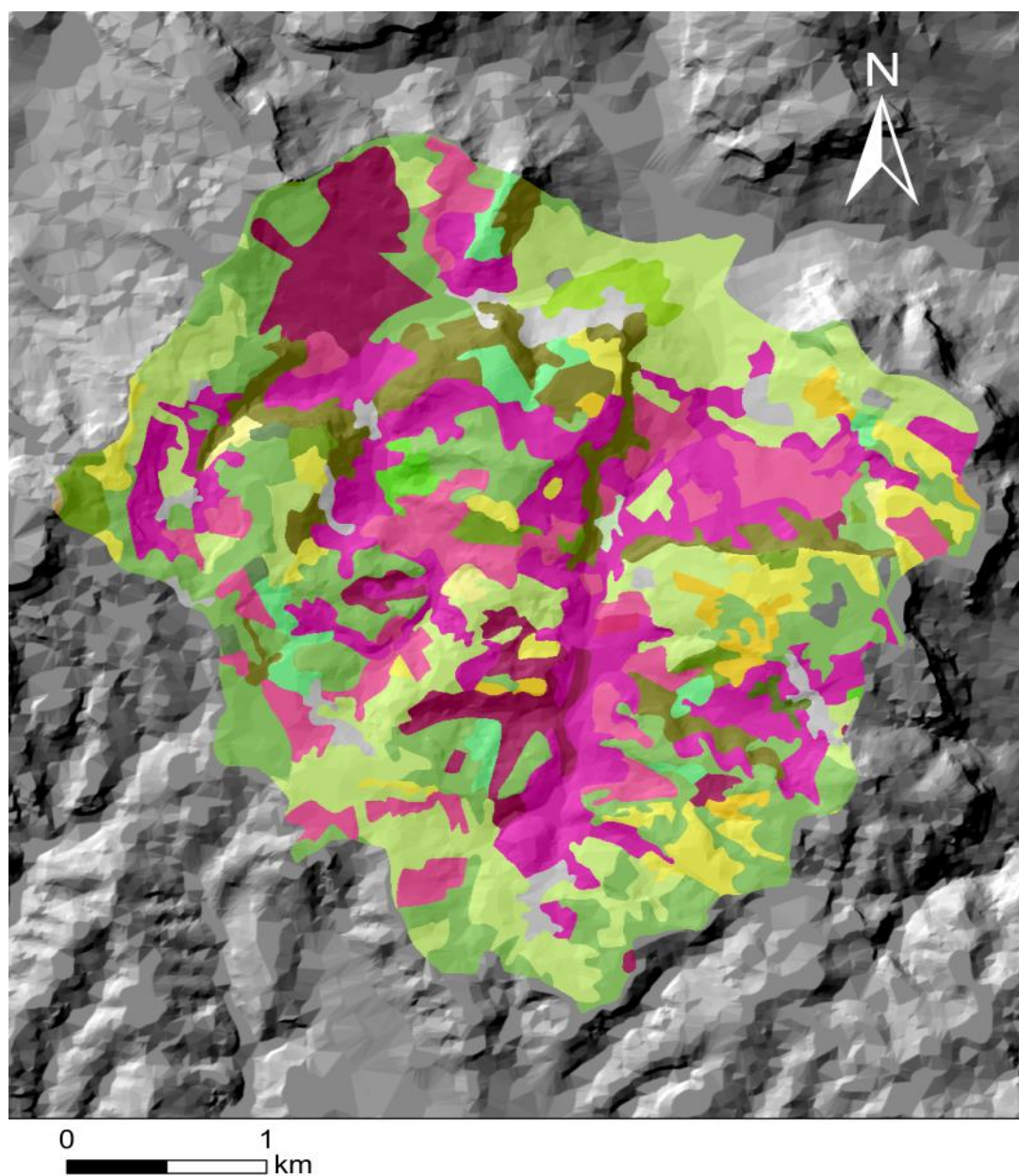
Em relação ao peso que cada classe de uso e ocupação de solo regista na área de estudo (Tabela 2.4), o destaque cabe às espécies florestais + cultura anual, às culturas anuais + vinha e aos sistemas culturais e parcelares complexos com uma percentagem correspondente a 20,7%, 18,9% e 18,9%, respetivamente. Ainda com uma expressão significativa na área de estudo (entre 7% e 10%) destacam-se a ocupação por vinha, vinha + pomar e povoamento florestal misto. Em detalhe, no sector oeste da área de estudo (sub-bacia de Monfalim) predominam espécies florestais + cultura anual e no sector este (sub-bacia de Louriceira) prevalecem os sistemas culturais e parcelares complexos.

De acordo com Oliveira (2012), as principais alterações do uso do solo na bacia do Rio Grande da Pipa da COS de 1990 para a COS de 2007 passaram pelo abandono de alguma prática agrícola e consequente aumento da área de florestas abertas, matos e vegetação arbustiva e herbácea (aproximadamente 25%). O aumento da área abrangida por vegetação arbustiva e herbácea pode refletir algum abandono da prática agrícola na região, facto frequentemente verificado durante o trabalho de campo, sobretudo em áreas de pomar e de vinhas. No entanto, esta alteração significativa do uso do solo poderá ter um impacto reduzido na relação que o uso e ocupação do solo tem com a ocorrência de deslizamentos. De acordo com o mesmo autor, apesar da favorabilidade associada à ocorrência de deslizamentos translacionais e rotacionais superficiais em contexto de vertente, ser efetivamente, maior nas áreas associadas a matos e vegetação

herbácea, parte significativa dos deslizamentos ainda ocorre nas áreas agrícolas não abandonadas.

Tabela 2.4 - Frequências absoluta e relativa das classes de ocupação do solo na área de estudo Monfelim – Louriceira.

ID	Classes	Nº Pixéis	% Área de estudo
1	Pinheiro bravo	1803	0,3
2	Eucalipto	9874	1,8
3	Povoamento florestal misto	39044	7,1
4	Outras folhosas	1198	0,2
5	Pastagens naturais pobres	223	0,0
6	Vegetação esclerofítica- carrascal	9096	1,6
7	Vegetação arbustiva baixa - matos	27172	4,9
8	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	2792	0,5
9	Espécie florestal + cultura anual	114403	20,7
10	Pomar + cultura anual	5334	1,0
11	Pomar + vinha	3014	0,5
12	Mistos e pomares	765	0,1
13	Culturas anuais + espécie florestal	13889	2,5
14	Culturas anuais + vinha	104697	18,9
15	Olival	279	0,1
16	Olival + pomar	3	0,0
17	Vinha	56424	10,2
18	Vinha + pomar	39126	7,1
19	Vinha + olival	844	0,2
20	Sistemas culturais e parcelares complexos	104453	18,9
21	Tecido urbano contínuo	521	0,1
22	Tecido urbano descontínuo	14954	2,7
23	Zonas industriais e comerciais	930	0,2
24	Outras infraestruturas e equipamentos	1268	0,2
25	Outras áreas degradadas	489	0,1
26	Outros espaços fora do tecido urbano consolidado	424	0,1
	Total	553019	100



Ocupação do solo em 1990

Pinheiro Bravo	Olival
Eucalipto	Olival + pomar
Povoamento florestal misto	Vinha
Outras folhosas	Vinha + pomar
Pastagens naturais pobres	Vinha + olival
Vegetação esclerofítica carrascal	Sistemas culturais e parcelares complexos
Vegetação arbustiva baixa – matos	Tecido urbano contínuo
Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	Tecido urbano descontínuo
Espécie florestal + cultura anual	Zonas industriais e comerciais
Pomar + cultura anual	Outras infraestruturas e equipamentos
Pomar + vinha	Outras áreas degradadas
Mistos e pomares	Outros espaços fora do tecido urbano
Culturas anuais + espécie florestal	
Culturas anuais + vinha	

Figura 2.6 – Ocupação do solo em 1990 na área de estudo Monfelim – Louriceira.

2.5 Regime da precipitação e o desencadeamento de deslizamentos

De acordo com Zêzere *et al.*, (1999b), os deslizamentos na região norte de Lisboa apresentam um claro sinal climático expresso pela relação de dependência entre a precipitação e a ocorrência de movimentos de vertente, pois, estes ocorrem, sobretudo nos anos em que se verificam maiores quantitativos de precipitação (precipitação anual > precipitação média anual, Zêzere *et al.*, 2015), em contrapartida, nenhuma atividade é registada nos anos mais secos.

O regime de precipitação em Portugal é caracterizado por uma grande variabilidade que se verifica nas escalas intra-anuais mas também inter-sazonais. No último caso, tem particular relevância o ciclo sazonal onde se concentra a precipitação, isto é, nos meses de novembro a março (Ferreira, 1984; Ferreira *et al.*, 1987).

Na área de estudo a precipitação média anual é de 700 mm, valor de referência da estação meteorológica de Sobral de Monte Agraço, e a maior parte da precipitação (66%) concentra-se nos meses do período chuvoso, de outubro a fevereiro (Plano Municipal de Defesa da Floresta Contra Incêndios Município de Sobral de Monte Agraço, 2015-2019).

Relativamente às condições críticas de precipitação responsáveis pelo desencadeamento de deslizamentos superficiais na área de estudo elas estão associadas principalmente a chuvas intensas e de curta duração (1 a 15 dias de precipitação acumulada), responsáveis pelo rápido incremento da pressão nos poros e pela diminuição da resistência à instabilidade devido à perda de coesão aparente dos solos finos, originando, dessa forma, uma rotura no interior do solo ou no contacto subjacente com rocha impermeável (Zêzere *et al.*, 2005). Os deslizamentos superficiais ocorrem também em função de condições críticas (intensidade/duração ou quantidade/duração) associada a períodos de precipitação mais prolongados (Zêzere e Trigo, 2011), sobretudo porque frequentemente os limiares são ultrapassados para mais do que uma combinação crítica de precipitação quantidade/duração, como demonstrado por Zêzere *et al.*, (2008).

CAPÍTULO 3: METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos para a aplicação e posterior integração de um método estatístico e de outro determinístico para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais encontram-se sistematizados na Figura 3.1.

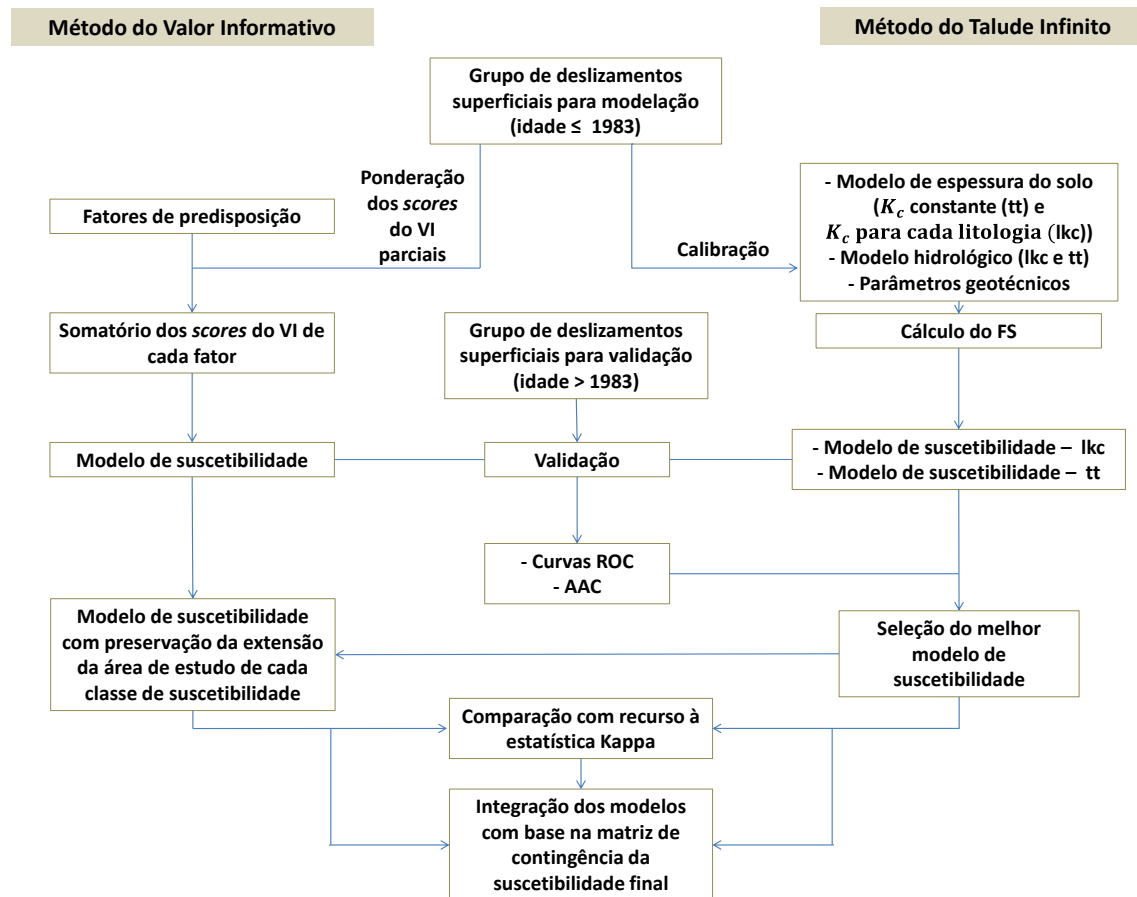


Figura 3.1 – Esquema metodológico do trabalho desenvolvido.

A avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais foi efetuada com recurso ao método estatístico bivariado do VI (Yin e Yan, 1988) e ao cálculo do FS, baseado no modelo físico do TI (e.g., Sharma, 2002).

Na elaboração da cartografia das variáveis do Valor Informativo e parâmetros do Talude Infinito recorreu-se ao programa ArcGis 10.2, tendo-se utilizado como sistema de coordenadas o Datum 73 Hayford Gauss IPCC. O formato matricial foi usado no tratamento dos dados e produção de resultados, com *pixel* de 5 metros.

3.1 Inventário de deslizamentos superficiais

De forma a proceder à realização do método estatístico e à validação dos dois métodos foi necessário utilizar um inventário de deslizamentos translacionais e rotacionais superficiais. Para além da importância dos fatores de predisposição, a qualidade do inventário é essencial para assegurar a qualidade de qualquer modelo de suscetibilidade de base estatística (Zêzere *et al.*, 2008).

O inventário utilizado tem uma base geomorfológica multi-temporal, tendo sido realizado por Oliveira (2012), através de trabalho de campo e fotointerpretação. O inventário de campo foi efetuado com recurso a levantamentos sistemáticos, embora descontinuados, realizados entre março de 2006 e o final de 2009, sendo que os movimentos de vertente foram cartografados sobre ortofotomapas representados à escala de 1: 2.000. O inventário baseado em fotointerpretação baseou-se na análise de ortofotomapas dos anos de 2003, 2004 e 2007 e de fotografias aéreas dos anos de 1983 e de 1989, sendo ainda suportado pela análise geomorfológica sustentada na altimetria à escala 1:10.000 e no Modelo Numérico de Elevação (MNE) correspondente. O inventário geral integra ainda um inventário de evento correspondente ao inverno de 2009/2010, que foi acompanhado e registado no terreno de modo sistemático por Oliveira (2012).

Para este trabalho foram considerados apenas os deslizamentos translacionais e rotacionais superficiais que apresentavam uma profundidade da superfície de rotura inferior a 1,5 m e que ocorreram em contexto de vertente natural. No entanto, no caso dos deslizamentos rotacionais, foram apenas contemplados os deslizamentos cujo perfil curvo tem um grande raio de curvatura, o que os torna semelhantes, na forma, aos deslizamentos translacionais.

Do inventário de Oliveira (2012), obteve-se um grupo de 111 deslizamentos superficiais, o qual foi sujeito a uma partição suportada num critério temporal, baseado no evento de precipitação ocorrido no dia 18 de novembro de 1983 (registo em São Julião do Tojal de 163,7 mm precipitação em 24 horas, Zêzere e Trigo, 2011). Desta divisão, resultaram dois grupos de deslizamentos independentes: (i) deslizamentos ocorridos até ao final do ano civil de 1983 (Grupo de modelação = 51 casos); (ii) deslizamentos ocorridos desde o início de 1984 até ao final de 2010 (Grupo de

validação = 60 casos). O grupo de modelação referido em (i) é utilizado na construção do modelo estatístico com recurso ao VI, bem como na calibração dos parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito) das formações litológicas, necessários ao desenvolvimento do modelo do TI. O grupo de validação referido em (ii) é usado para a validação independente, com avaliação da capacidade preditiva, dos dois modelos de suscetibilidade.

3.2 Aplicação do método estatístico: Valor Informativo

Os pressupostos e as características do método do Valor Informativo foram apresentados no capítulo 1, secção 1.3.2.

A aplicação do método do Valor Informativo teve como variáveis de base o conjunto de 51 deslizamentos superficiais com idade anterior a 1984 (grupo de modelação), entendido como variável dependente do sistema, e sete fatores de predisposição selecionados por apresentarem uma contribuição significativa no surgimento de instabilidades (variáveis independentes): litologia, ocupação do solo, declive, exposição, curvatura em perfil, TPI e a razão entre o declive/área de contribuição.

3.2.1 Os fatores de predisposição

A) Litologia

A litologia é considerada universalmente uma variável fundamental na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente (Van Westen *et al.*, 2008; Corominas *et al.*, 2014), diretamente pelo controlo da resistência mecânica dos terrenos e indiretamente pelo condicionalismo do funcionamento hidrológico das vertentes.

O mapa litológico, apresentado na Figura 2.1., foi realizado com base na informação contida na carta geológica à escala 1:25.000 do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (folhas 389 e 390). No entanto, a transformação da informação geológica em unidades litológicas nas sub-bacias de Monfalim e Louriceira foi também sustentada pela análise de ortofotomapas digitais de 2004, em função da relação entre as diferentes

unidades litológicas e os diferentes tipos de coberto vegetal e de ocupação do solo, da altimetria e do declive. Este trabalho suplementar possibilitou a identificação de unidades litológicas não consideradas na cartografia geológica oficial, nomeadamente uma unidade margosa na Formação de Amaral e a divisão da Formação do Sobral em duas unidades litológicas: (i) arenitos e calcários; (ii) pelitos e margas. O trabalho de campo permitiu validar as retificações efetuadas na cartografia das unidades litológicas atrás referidas. As restantes unidades litológicas preservam os limites representados na carta geológica oficial. Para efeitos de modelação, foram identificadas onze unidades litológicas, cujas características foram apresentadas no Capítulo 2 (ver Tabela 2.1).

B) Ocupação do solo em 1990

A ocupação do solo e o tipo de coberto vegetal são considerados fundamentais no condicionamento dos movimentos de vertente, independentemente da sua tipologia (Corominas *et al.*, 2014).

Como foi referido no Capítulo 2, a ocupação do solo na área de estudo foi representada com recurso COS'90, à escala 1:25.000. A imagem obtida está representada na Figura 2.6 e, embora não corresponda à situação atual da ocupação do solo, é a que melhor se ajusta à idade dos deslizamentos superficiais inventariados na área de estudo. Neste trabalho, optou-se pela máxima discriminação das classes de uso do solo, na procura das melhores relações estatísticas com a ocorrência de deslizamentos superficiais, o que justifica as vinte e seis classes consideradas na Tabela 2.4.

C) Declive

O declive é uma variável que reproduz diretamente as tensões tangenciais que se verificam nas vertentes (e.g., Ayalew e Yamagishi, 2005), sendo, por isso, um fator de predisposição considerado em qualquer modelo de avaliação da suscetibilidade. Por norma, à medida que o declive aumenta, a possibilidade de ocorrerem deslizamentos também aumenta, até determinado valor (Guillard e Zêzere, 2012), nomeadamente no caso dos deslizamentos. Com efeito, com o acentuar excessivo do declive a infiltração é prejudicada e a água tende a escoar superficialmente, pelo que o nível crítico da pressão da água nos poros do solo não é atingido com facilidade (Zêzere *et al.*, 1999a).

O declive, tal como a exposição e a curvatura em perfil das vertentes, foi derivado do MNE, este foi efetuado com recurso à altimetria, através da interpolação das curvas de nível com equidistância de 10 metros, a partir da construção de um *Triangular Irregular Network* (TIN).

O declive foi representado em graus e o respetivo mapa (ver Figura 2.4) foi classificado em oito classes (0 – 5°, 5 – 10°, 10 – 15°, 15 – 20°, 20 – 25°, 25 – 30°, 30 – 35° e >35°). Este intervalo de 5° utilizado na classificação do declive teve como referência os bons resultados obtidos em estudos similares de avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais na região a norte de Lisboa (e.g., Zêzere *et al.*, 2004; Piedade, 2009).

D) Exposição

A importância da exposição na instabilidade das vertentes é demonstrada pela sua correlação com os fatores climáticos (e.g., Clerici *et al.*, 2010) ou com fatores estruturais (e.g., Zêzere *et al.*, 2008). A exposição das vertentes relaciona-se com a exposição à radiação solar, e é importante na medida em que a orientação das vertentes face aos raios solares tem implicação no ciclo de humidade-secura, comandando assim a maior ou menor humidade que se encontra no solo e promovendo, consequentemente, a maior ou menor infiltração. Neste contexto, no hemisfério Norte as vertentes que se encontram expostas a sul recebem mais luz solar do que as que estão expostas a norte (e.g., Guillard e Zêzere, 2012). Adicionalmente, a exposição das vertentes pode ser um bom *proxy* das características morfoestruturais das vertentes, principalmente quando a estrutura geológica é uniforme (Zêzere *et al.*, 2008).

A exposição foi derivada do MNE, já referido anteriormente, tendo sido originalmente classificada em azimutes e posteriormente reclassificada em oito quadrantes (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW), a que se acrescenta uma outra classe (plano) que corresponde aos locais onde não há uma exposição definida, uma vez que o terreno se encontra topograficamente na horizontal.

E) Curvatura em perfil das vertentes

A curvatura em perfil das vertentes, reproduz a variação do declive na direção da sua máxima inclinação e constitui um indicador da hidrologia da vertente (Corominas *et al.*,

2014), uma vez que a curvatura em perfil condiciona diretamente a velocidade de escoamento e, indiretamente, as condições para a infiltração da água no terreno. Adicionalmente, verifica-se uma tendência para a concentração do escoamento superficial e subsuperficial nas áreas côncavas, o que conduz à diminuição da estabilidade da vertente, quando ocorrem eventos de chuva intensa (Montgomery *et al.*, 1991).

Ao contrário do declive e da exposição, que foram derivados diretamente de um MNE com *pixel* de 5 metros, o tema da curvatura em perfil foi derivado a partir de um MNE mais grosseiro, com *pixel* de 50 metros. Com efeito, o *pixel* de 5 metros revelou-se inadequado para representar cartograficamente o perfil das vertentes, tendo sido verificado por iteração que o *pixel* de 50 metros é o que melhor se adequa à escala característica desta variável geomorfológica na área de estudo.

Os *scores* obtidos para o tema da curvatura em perfil variam entre -1,47 e 1,22 e foram reclassificados em três classes, sendo que os valores próximos de zero, de -0,05 a 0,05 correspondem a vertentes retilíneas e/ou a áreas planas. Os valores extremos, inferiores a -0,05 e superiores a 0,05 estão associados, respetivamente, a convexidades e concavidades topográficas.

F) Índice topográfico (TPI – topographic position index)

O TPI compara o valor da elevação de cada célula presente no MNE com o valor médio de elevação de todas as células vizinhas, que se encontram na proximidade, a uma determinada distância máxima dessa célula (Jenness *et al.*, 2013). Este índice é fortemente dependente da escala (e.g., do raio de vizinhança considerado para o seu cálculo) e permite exprimir a morfologia de uma área de modo quantificado (Piacentini *et al.*, 2015). Os valores positivos indicam que os locais em questão se encontram num patamar mais alto do que a média da sua vizinhança; em contrapartida, os valores negativos representam os locais que são mais baixos que a média da área circundante.

O TPI foi calculado através da ferramenta *Facet Corredor Designer*, aplicação para o ArcGis (Jenness *et al.*, 2011), com base no MNE com *pixel* de 5 metros. Através de um processo iterativo, foi estabelecido um raio de vizinhança de 25 metros para o cálculo

do índice, o qual se revelou adequado à escala do trabalho e permitiu uma reprodução consistente da morfologia das sub-bacias que constituem a área de estudo.

O TPI foi reclassificado em seis classes de acordo com a média e o desvio-padrão dos *scores* do índice, cujos valores extremos positivos correspondem a áreas de interflúvio e os valores extremos negativos aos fundos de vale.

G) Razão declive/área de contribuição (Slope over area ratio)

A razão declive/área de contribuição é uma variável derivada do índice de humidade topográfica, que calcula a importância da topografia nos processos hidrológicos através da relação entre o declive e a área de contribuição (Sorensen *et al.*, 2006). Este índice sugere a quantidade de água potencialmente disponível no terreno (Garcia, 2012), em virtude de possibilitar a determinação do potencial de saturação registado num dado local, em função das características topográficas existentes (Remmel *et al.*, 2008). Assim, este fator de predisposição avalia a quantidade de água potencialmente presente no solo e as áreas mais propensas à saturação superficial (Lopes da Fonseca, 2005). A sua fórmula é expressa na equação [3.1]:

$$SOAR = \frac{\tan \beta}{a} \quad [3.1]$$

Onde, β ($^{\circ}$) é o declive de um determinado *pixel* e a (m^2) corresponde à sua área de contribuição. O recurso ao inverso do índice de humidade topográfica (habitualmente determinado como o logaritmo natural da razão entre a área de contribuição e o declive) tem a vantagem de evitar a ocorrência de erros decorrentes da condição $\beta = 0$.

O cálculo da área de contribuição foi efetuado com recurso à ferramenta TauDEM 5.2 (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) para o ArcGIS, na qual foi primordial a utilização do MNE corrigido, sem presença de depressões artificiais. No TauDem 5.2 recorreu-se ao algoritmo D8 (O'Callaghan e Mark, 1984), de forma a minimizar a dispersão dos fluxos de acumulação, embora a direção de fluxos resultante seja muito grosseira, induzindo à polarização da grelha (Tarboton, 1997). Segundo Tarboton (2003), o algoritmo D8 apresenta apenas uma direção do escoamento, das oito direções possíveis coincidentes com os vetores de deslocamento direcionados para o

centro geométrico das oito células vizinhas, definidos em ângulos de 45° e em blocos de 3 x 3 células. Assim, a água escoar no sentido em que o declive é mais acentuado.

A razão declive/área de contribuição foi reclassificada em sete classes de acordo com uma progressão logarítmica de base 10: 0 (correspondente às áreas onde o declive é nulo); 0 – 0,00001; 0,00001 – 0,0001; 0,0001 – 0,001; 0,001 – 0,01; 0,01 – 0,1, >0,1.

3.2.2 Determinação dos scores do Valor Informativo das classes de cada variável e integração dos resultados

O VI de cada classe dos fatores de predisposição referidos na secção 3.2.1 foi efetuado por cruzamento de cada tema com o conjunto de deslizamentos superficiais do grupo de modelação aplicando sistematicamente a equação [1.1], com recurso a uma folha de cálculo Excel. Nos casos em que $S_i = 0$ (e.g., ausência de deslizamentos do grupo de modelação na classe), o Valor Informativo da respetiva classe resulta indeterminado, devido à normalização logarítmica dos *scores* do VI. Nestes casos, foi decidido atribuir a estas classes um Valor Informativo correspondente ao centesimal imediatamente inferior ao li mais baixo obtido para as classes do fator de predisposição em questão.

A integração dos *scores* de VI de cada fator de predisposição e a produção do mapa de suscetibilidade final foi efetuada com recurso à equação [1.2]. Numa primeira etapa, cada fator de predisposição foi reclassificado em formato matricial, assumindo cada classe o correspondente *score* de li . Numa segunda etapa, os sete mapas correspondentes aos fatores de predisposição foram somados com recurso à ferramenta *Map Algebra – Raster Calculator* do *Spatial Analyst* (em ArcGIS), gerando o resultado final do VI para cada unidade matricial da área de estudo. O mapa de suscetibilidade final do VI foi classificado em cinco classes, que abrangem áreas iguais ou o mais próximas possível das áreas presentes em cada classe equivalente do mapa de suscetibilidade gerado com o método determinístico, para facilitar a comparação dos resultados dos dois modelos preditivos.

3.2.3 Análise sensitiva

A importância relativa de cada fator de predisposição foi testada através da elaboração de uma análise sensitiva. Nesta etapa crucial para o conhecimento do comportamento dos diferentes fatores na área de estudo, foi necessário ordenar os valores de AAC das respetivas curvas de sucesso de cada fator, consoante o valor mais alto verificado (ver secção 3.4).

3.3 Aplicação do método determinístico: Talude Infinito

Para o desenvolvimento do modelo do TI foram utilizadas as variáveis topográficas (declive e área de contribuição), a espessura do solo, parâmetros hidrológicos do terreno (condutividade hidráulica, transmissividade do solo e precipitação crítica para que se verifique rotura da vertente) e parâmetros geotécnicos do terreno (peso específico do solo saturado, peso específico natural do solo e peso específico do solo submerso, coesão do solo, ângulo de atrito interno da massa do solo instabilizada).

Os valores, de parte significativa dos parâmetros geotécnicos, foram deduzidos a partir de referências bibliográficas com validade regional, em particular de Melo (*in press*), que trabalhou num contexto geológico idêntico ao da área de estudo. Todas as variáveis hidrológicas e geotécnicas que integram este modelo foram especializadas nas sub-bacias que constituem a área de estudo para tornar possível a aplicação da equação do TI (equação [1.3]).

3.3.1 Modelo de espessura do solo

O primeiro passo para a aplicação da equação do TI foi a elaboração de um mapa de espessura do solo para a área de estudo. A espessura de solo disponível para instabilizar é um dos parâmetros que mais influencia a estabilidade de uma vertente. Para a

determinação do modelo de espessura do solo utilizou-se a metodologia proposta por Catani *et al.*, (2010), sintetizada na equação [3.2]:

$$h = - K_c \cdot C \cdot \eta \cdot \psi^{-1} \quad [3.2]$$

Onde h é a espessura do solo; K_c representa a constante de calibração; C é um índice baseado na curvatura do perfil longitudinal; η é a espessura relativa, em função da posição topográfica (TPI); ψ^{-1} corresponde ao limiar crítico de declive associado à instabilidade, em cada tipo litológico. Os três índices, C , η e ψ^{-1} , refletem, através de valores que variam entre 0 e 1, a propensão para cada célula apresentar uma menor ou maior espessura de solo, enquanto a constante K_c é calculada com base em medições de campo, transformando os valores (entre 0 e 1) em unidades métricas.

O parâmetro C corresponde à curvatura em perfil, ou perfil longitudinal da vertente (ver secção 3.2.1), traduzido num índice adimensional que varia entre 0 (vertentes convexas, originalmente com valores negativos) e 1 (vertentes côncavas, originalmente com valores positivos), através de uma normalização linear. Assim, C expressa a espessura do solo expectável em cada célula, de acordo com a curvatura da vertente, em perfil.

O parâmetro η reflete a posição de um ponto ao longo do perfil da vertente e foi construído a partir do TPI descrito na secção 3.2.1. Este índice classifica o território de forma quantificada, de acordo com três posições topográficas: áreas de topo, vertentes e fundos de vale. Os valores de TPI foram transformados, através de uma normalização linear, num índice adimensional que varia entre 0 e 1. O valor mínimo corresponde às áreas de topo, predominantemente erosivas, enquanto o valor máximo caracteriza os fundos de vale, onde se verifica uma maior acumulação.

O parâmetro ψ^{-1} corresponde ao declive, traduzido num índice adimensional, que varia entre 0 e 1 através de uma normalização linear. O valor mínimo corresponde às áreas com maior declive, predominantemente erosivas, enquanto o valor máximo coincide com as áreas com menor declive, onde há tendência para o solo ser mais espesso.

As Figuras 3.2, 3.3 e 3.4 ilustram a espacialização dos três parâmetros atrás referidos na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

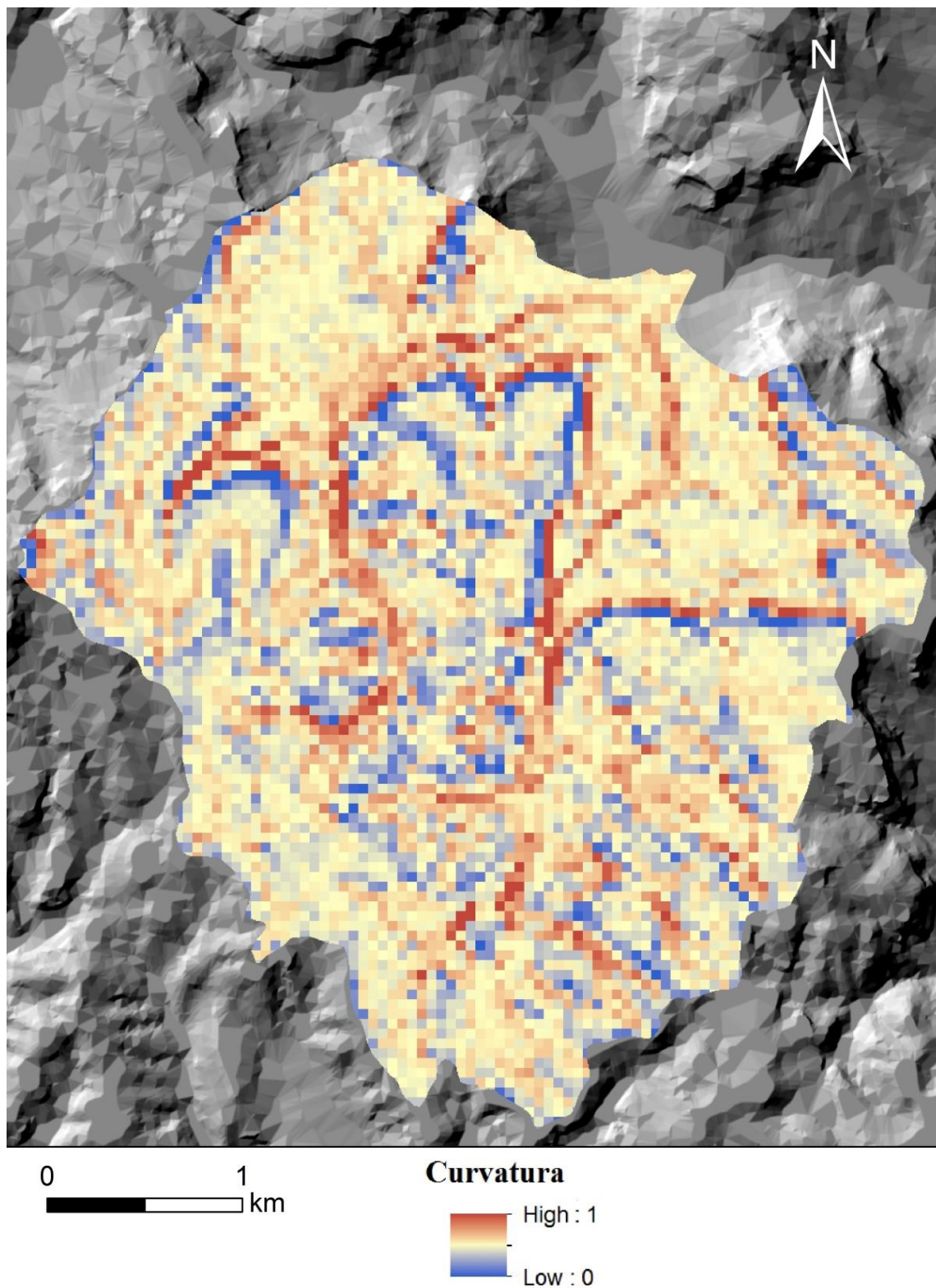


Figura 3.2 – Distribuição do parâmetro C (curvatura) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.

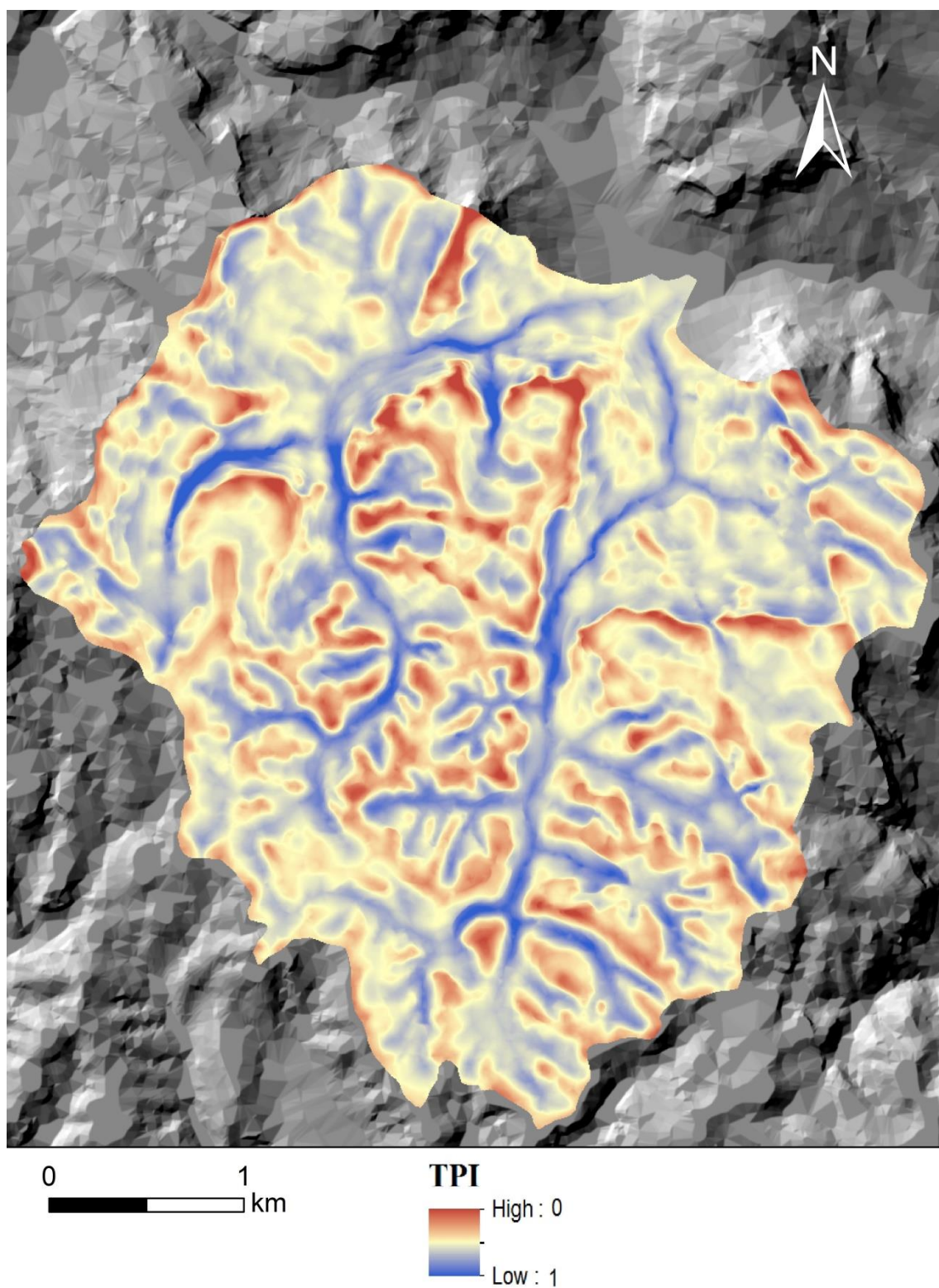


Figura 3.3 - Distribuição do parâmetro η (TPI) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.

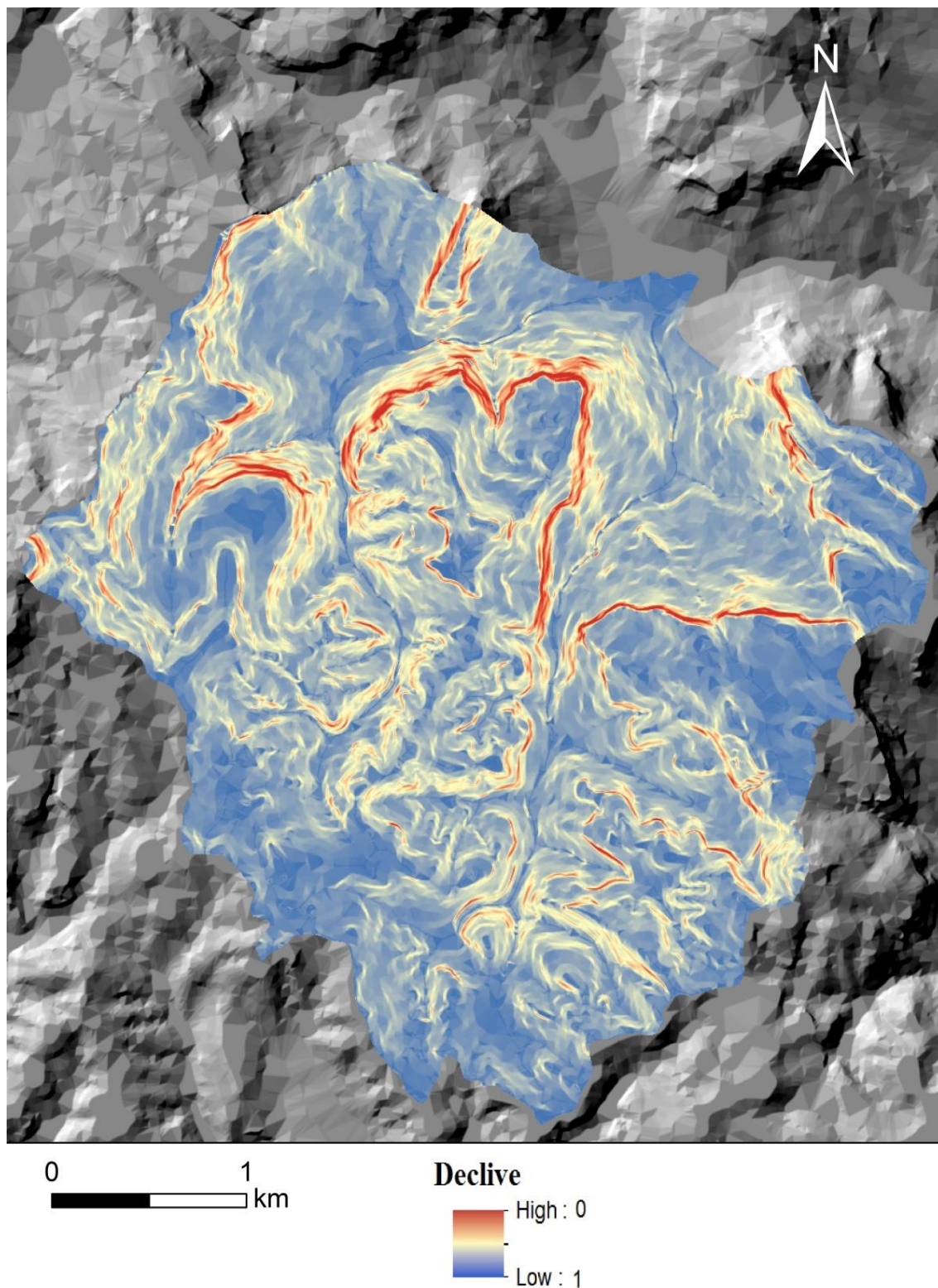


Figura 3.4 - Distribuição do parâmetro ψ^{-1} (declive) utilizado no cálculo do modelo de espessura do solo.

Apesar de se utilizar um valor de constante de calibração de K_c igual para as diferentes litologias, optou-se por modelar também o parâmetro para cada tipo de unidade litológica presente na área de estudo, em virtude de cada uma delas dispor de espessuras de solo diferentes, consoante as suas características. Assim, esta foi estimada por tentativa e erro, de forma a fazer coincidir, tanto quanto possível, os valores obtidos através da equação [3.2] com os valores observados no terreno em 110 pontos de amostragem (Figura 3.5).

Numa primeira etapa, no procedimento de calibração para os 110 pontos de amostragem onde a espessura real do solo é conhecida, foi determinado o produto dos parâmetros C , η e ψ^{-1} , correspondente à espessura do solo modelada provisória. Numa segunda etapa, a constante K_c foi determinada de modo iterativo para cada unidade litológica, de modo a que o valor máximo de espessura estimado (espessura do solo modelada final), para cada formação, fosse idêntico ao valor máximo medido no terreno e que o valor de erro associado entre os valores observados e modelados não ultrapasse 1 m. A Tabela 3.1. sistematiza os valores de K_c obtidos para as unidades litológicas da área de estudo com o procedimento acima referido. O valor mais baixo observou-se para a Formação de Arranhó – calcário e margas ($K_c = 1,5$) e o mais elevado para a Formação de Abadia – margas e pelitos ($K_c = 4,3$). No decurso do trabalho de campo não foi possível obter registos de espessura do solo na Formação de Sobral: arenitos e calcários, assim como nas aluviões e nos filões e massas. No caso dos arenitos e calcários do Sobral, optou-se por adotar o valor de K_c correspondente à outra unidade litológica da Formação do Sobral ($K_c = 3,6$). No caso dos filões e massas bem como das aluviões optou-se por utilizar o valor de $K_c = 2,92$ por este ser o valor médio definido com base nos valores de K_c determinados para as unidades litológicas onde foi possível fazer registos de espessura do solo no terreno. Com estes valores de K_c , foi possível construir um primeiro mapa de espessura do solo para a área de estudo.

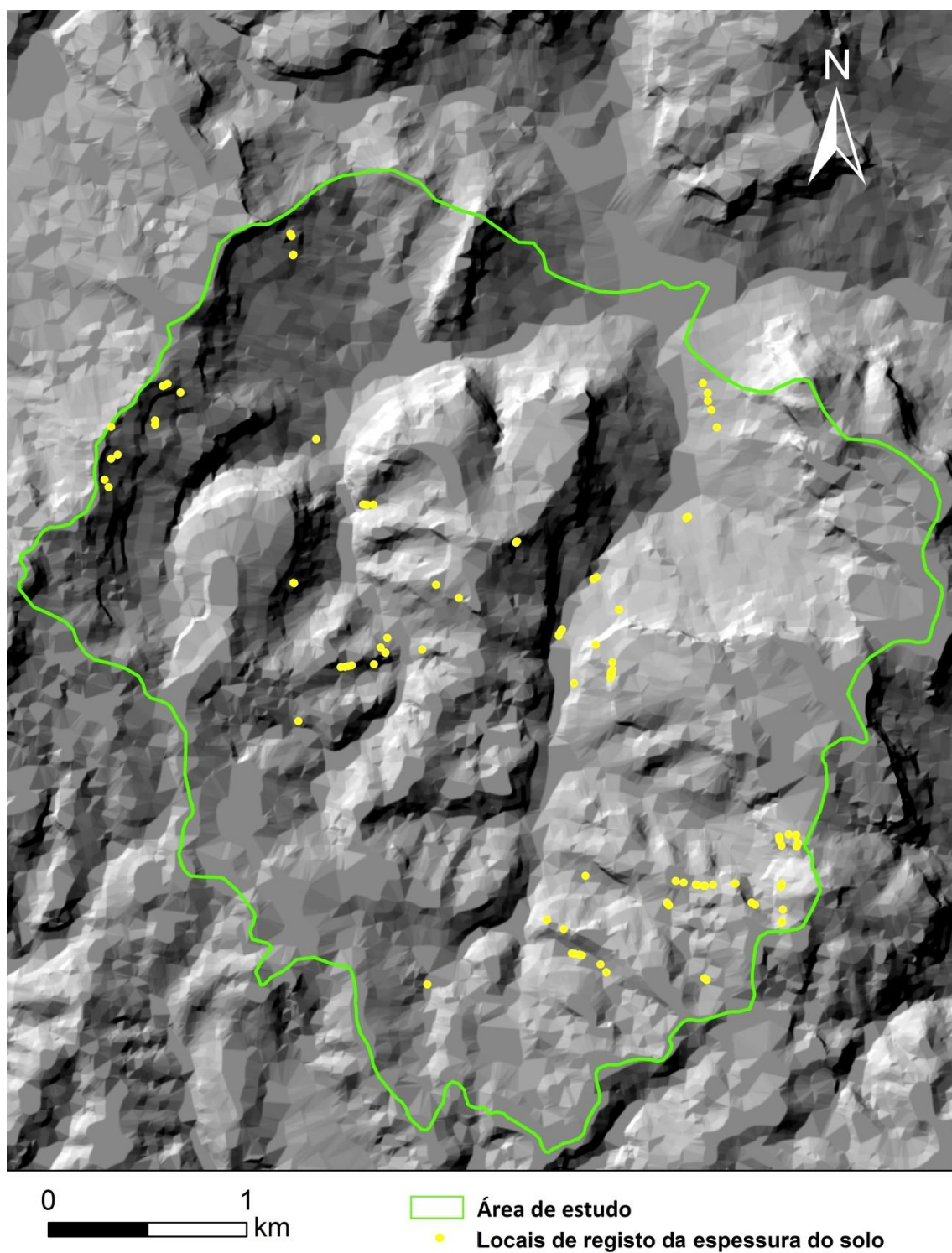


Figura 3.5 - Localização dos locais onde foram efetuadas as medições da espessura do solo na área de estudo de Monfelim - Louriceira.

Tabela 3.1 – Pontos de amostragem da espessura do solo e constante K_c determinada para cada unidade litológica da área de estudo de Monfalim – Louriceira.

Unidade Litológica	Número de pontos de amostragem da espessura do solo	Constante K_c
Aluviões	0	2,92
Formação de Arranhó: calcários e margas	57	1,5
Formação de Sobral: arenitos e calcários	0	3,6
Formação de Sobral: pelitos e margas	16	3,6
Formação de Amaral: calcários	15	2,3
Formação de Amaral: margas	1	2,9
Formação de Abadia: margas e pelitos	21	4,3
Filões e massas	0	2,8

A Tabela 3.2 sintetiza os cálculos e o erro associado à determinação da espessura do solo nos locais de amostragem no terreno, nas principais unidades litológicas da área de estudo.

Tabela 3.2 – Síntese dos cálculos para a determinação do valor de K_c , para cada unidade litológica da área de estudo.

ID	Espessura de solo medida no terreno	Espessura de solo provisória	Espessura de solo final	Erro
Formação de Abadia: margas e pelitos - $K_c = 4,3$				
109	0,80	0,27	1,14	0,34
108	0,60	0,25	1,08	0,48
107	0,15	0,23	0,97	0,82
106	0,40	0,23	0,98	0,58
105	2,50	0,26	1,12	1,38
99	2,50	0,24	1,01	1,49
98	2,50	0,21	0,90	1,60
97	1,70	0,26	1,11	0,59
93	2,00	0,28	1,20	0,80
92	1,50	0,31	1,32	0,18
81	2,50	0,29	1,23	1,27
82	1,20	0,29	1,23	0,03
80	3,00	0,21	0,90	2,10
79	0,50	0,21	0,90	0,40

76	1,80	0,40	1,70	0,10
75	1,60	0,30	1,29	0,31
70	1,00	0,27	1,17	0,17
69	2,00	0,62	2,66	0,66
68	2,00	0,63	2,70	0,70
66	1,50	0,70	3,01	1,51
65	1,50	0,70	3,01	1,51
	3,00	0,70	3,01	0,81
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio
Formação de Amaral: calcários - $K_c = 2,3$				
87	0,20	0,23	0,52	0,32
85	0,50	0,24	0,55	0,05
83	0,50	0,26	0,60	0,10
84	0,10	0,27	0,61	0,51
74	0,10	0,25	0,57	0,47
73	0,15	0,24	0,55	0,40
63	0,50	0,14	0,32	0,18
59	0,00	0,24	0,54	0,54
53	0,50	0,20	0,45	0,05
52	0,10	0,15	0,34	0,24
51	0,15	0,14	0,33	0,18
49	0,30	0,12	0,26	0,04
50	0,00	0,13	0,31	0,31
47	0,60	0,23	0,52	0,08
48	0,60	0,23	0,52	0,08
	0,60	0,27	0,61	0,24
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio
Formação de Amaral: margas - $K_c = 2,9$				
67	2,00	0,69	1,99	0,01
	2,00	0,69	1,99	0,01
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio
Formação de Arranhó: calcários e margas - $K_c = 1,5$				
78	0,40	0,18	0,27	0,13
77	0,70	0,19	0,28	0,42
72	0,00	0,09	0,13	0,13
71	0,00	0,15	0,22	0,22
64	0,50	0,33	0,49	0,01
62	0,10	0,08	0,12	0,02
61	0,05	0,26	0,38	0,33

60	0,15	0,15	0,22	0,07
58	0,30	0,18	0,27	0,03
56	0,10	0,15	0,22	0,12
57	0,10	0,15	0,23	0,13
54	0,10	0,26	0,39	0,29
55	0,10	0,28	0,41	0,31
45	0,20	0,30	0,46	0,26
44	0,00	0,23	0,34	0,34
43	0,25	0,24	0,36	0,11
41	0,30	0,24	0,36	0,06
40	0,40	0,17	0,25	0,15
39	0,40	0,16	0,24	0,16
38	0,50	0,16	0,23	0,27
37	0,15	0,22	0,33	0,18
36	0,60	0,22	0,34	0,26
34	0,10	0,17	0,26	0,16
33	0,00	0,26	0,38	0,38
32	0,00	0,17	0,25	0,25
31	0,20	0,13	0,20	0,00
30	0,15	0,13	0,19	0,04
27	0,10	0,19	0,29	0,19
29	0,40	0,36	0,54	0,14
26	0,60	0,36	0,54	0,06
25	0,20	0,34	0,51	0,31
28	0,00	0,33	0,50	0,50
22	0,70	0,24	0,37	0,33
24	0,20	0,31	0,46	0,26
23	0,50	0,31	0,46	0,04
21	0,00	0,30	0,45	0,45
19	0,20	0,19	0,28	0,08
20	0,60	0,38	0,57	0,03
18	0,50	0,22	0,34	0,16
17	0,50	0,39	0,58	0,08
16	0,50	0,38	0,57	0,07
15	0,70	0,36	0,53	0,17
14	0,50	0,31	0,47	0,03
13	0,70	0,36	0,54	0,16
11	0,50	0,23	0,34	0,16
10	0,30	0,21	0,31	0,01

9	0,20	0,28	0,42	0,22
8	0,00	0,19	0,28	0,28
7	0,50	0,53	0,80	0,30
6	0,50	0,49	0,74	0,24
5	0,80	0,45	0,67	0,13
4	0,80	0,44	0,66	0,14
3	0,20	0,49	0,73	0,53
2	0,20	0,44	0,66	0,46
1	0,10	0,32	0,47	0,37
0	0,10	0,31	0,47	0,37
42	0,60	0,37	0,55	0,05
	0,80	0,53	0,80	0,20
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio
Formação de Sobral : pelitos e margas - $K_c = 3,6$				
104	0,60	0,21	0,74	0,14
102	0,20	0,15	0,53	0,33
103	0,40	0,16	0,56	0,16
101	0,25	0,14	0,49	0,24
100	0,10	0,20	0,72	0,62
96	1,40	0,31	1,12	0,28
95	1,40	0,33	1,20	0,20
94	0,00	0,23	0,81	0,81
91	0,10	0,24	0,85	0,75
90	0,00	0,30	1,08	1,08
89	0,00	0,16	0,58	0,58
88	0,20	0,20	0,71	0,51
86	0,70	0,32	1,13	0,43
46	1,00	0,25	0,91	0,09
35	0,90	0,38	1,38	0,48
12	0,00	0,11	0,38	0,38
	1,40	0,38	1,38	0,44
	Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio

Num segundo exercício, foi calculada uma constante de K_c única para a totalidade das unidades litológicas, mantendo o mesmo procedimento metodológico: a constante foi calculada de modo iterativo, garantindo que o valor máximo estimado para a totalidade dos pontos de amostragem, na área de estudo, era idêntico ao observado no terreno e

que o erro médio não ultrapassa 1 metro. Os resultados obtidos com o valor constante de $K_c = 3,6$ encontram-se expressos na Tabela 3.3 e permitiram a construção de um segundo mapa de espessura do solo para a área de estudo.

Tabela 3.3 – Síntese dos cálculos para a determinação de K_c utilizando um valor constante ($K_c = 3,6$) para todas as unidades litológicas da área de estudo.

ID	Litologia	Espessura de solo medida no terreno	Espessura de solo provisória	Espessura de solo final	Erro
109	Formação da Abadia: margas e pelitos	0,80	0,27	1,14	0,34
108	Formação da Abadia: margas e pelitos	0,60	0,25	1,08	0,48
107	Formação da Abadia: margas e pelitos	0,15	0,23	0,97	0,82
106	Formação da Abadia: margas e pelitos	0,40	0,23	0,98	0,58
105	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,50	0,26	1,12	1,38
99	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,50	0,21	0,88	1,62
98	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,50	0,15	0,63	1,87
97	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,70	0,16	0,67	1,03
93	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,00	0,14	0,58	1,42
92	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,50	0,20	0,86	0,64
81	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,20	0,24	1,01	0,19
82	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,50	0,21	0,90	1,60
80	Formação da Abadia: margas e pelitos	3,00	0,26	1,11	1,89
79	Formação da Abadia: margas e pelitos	0,50	0,31	1,34	0,84
76	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,80	0,33	1,44	0,36
75	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,60	0,23	0,97	0,63
70	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,00	0,28	1,20	0,20
69	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,00	0,31	1,32	0,68
68	Formação da Abadia: margas e pelitos	2,00	0,24	1,02	0,98
66	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,50	0,30	1,29	0,21
65	Formação da Abadia: margas e pelitos	1,50	0,16	0,69	0,81
87	Formação de Amaral: calcários	0,20	0,20	0,85	0,65
85	Formação de Amaral: calcários	0,50	0,23	0,98	0,48
83	Formação de Amaral: calcários	0,50	0,24	1,04	0,54
84	Formação de Amaral: calcários	0,10	0,32	1,35	1,25
74	Formação de Amaral: calcários	0,10	0,26	1,13	1,03
73	Formação de Amaral: calcários	0,15	0,27	1,14	0,99
63	Formação de Amaral: calcários	0,50	0,29	1,23	0,73

59	Formação de Amaral: calcários	0,00	0,21	0,90	0,90
53	Formação de Amaral: calcários	0,50	0,21	0,90	0,40
52	Formação de Amaral: calcários	0,10	0,18	0,78	0,68
51	Formação de Amaral: calcários	0,15	0,19	0,80	0,65
49	Formação de Amaral: calcários	0,30	0,40	1,70	1,40
50	Formação de Amaral: calcários	0,00	0,30	1,29	1,29
47	Formação de Amaral: calcários	0,60	0,25	1,06	0,46
48	Formação de Amaral: calcários	0,60	0,24	1,03	0,43
67	Formação de Amaral: margas	2,00	0,29	1,23	0,77
78	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,40	0,09	0,38	0,02
77	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,70	0,15	0,64	0,06
72	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,27	1,17	1,17
71	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,62	2,66	2,66
64	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,63	2,70	2,20
62	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,69	2,95	2,85
61	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,05	0,70	3,01	2,96
60	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,15	0,70	3,01	2,86
58	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,30	0,33	1,41	1,11
56	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,14	0,60	0,50
57	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,08	0,35	0,25
54	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,26	1,10	1,00
55	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,15	0,63	0,53
45	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,24	1,01	0,81
44	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,18	0,76	0,76
43	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,25	0,15	0,64	0,39
41	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,40	0,15	0,65	0,25
40	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,40	0,26	1,11	0,71
39	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,28	1,19	0,69
38	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,15	0,20	0,85	0,70
37	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,60	0,15	0,63	0,03
36	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,14	0,61	0,51
34	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,12	0,49	0,49
33	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,13	0,58	0,58
32	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,23	0,98	0,78
31	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,15	0,23	0,98	0,83
30	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,25	1,09	0,99
27	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,60	0,30	1,31	0,71
29	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,40	0,23	0,97	0,57
26	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,24	1,02	0,82

25	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,24	1,02	1,02
28	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,70	0,17	0,73	0,03
22	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,16	0,68	0,18
24	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,16	0,67	0,47
23	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,22	0,94	0,94
21	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,22	0,96	0,76
19	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,60	0,17	0,75	0,15
20	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,38	1,65	1,15
18	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,26	1,10	0,60
17	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,17	0,72	0,22
16	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,70	0,13	0,58	0,12
15	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,13	0,55	0,05
14	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,70	0,19	0,83	0,13
13	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,36	1,55	1,05
11	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,30	0,36	1,55	1,25
10	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,34	1,45	1,25
9	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,00	0,33	1,42	1,42
8	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,24	1,05	0,55
7	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,50	0,31	1,31	0,81
6	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,80	0,31	1,31	0,51
5	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,80	0,30	1,29	0,49
4	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,19	0,80	0,60
3	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,20	0,38	1,64	1,44
2	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,22	0,96	0,86
1	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,10	0,39	1,66	1,56
0	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,60	0,38	1,65	1,05
42	Formação de Arranhó: calcários e margas	0,30	0,36	1,53	1,23
104	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,60	0,31	1,35	0,75
102	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,20	0,36	1,54	1,34
103	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,40	0,23	0,98	0,58
101	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,25	0,11	0,46	0,21
100	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,10	0,21	0,88	0,78
96	Formação de Sobral: pelitos e margas	1,40	0,28	1,20	0,20
95	Formação de Sobral: pelitos e margas	1,40	0,19	0,80	0,60
94	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,00	0,53	2,28	2,28
91	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,10	0,49	2,12	2,02
90	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,00	0,45	1,93	1,93
89	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,00	0,44	1,90	1,90
88	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,20	0,49	2,10	1,90

86	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,70	0,44	1,90	1,20
46	Formação de Sobral: pelitos e margas	1,00	0,32	1,35	0,35
35	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,90	0,31	1,33	0,43
12	Formação de Sobral: pelitos e margas	0,00	0,37	1,57	1,57
		3,00	0,70	3,01	0,89
		Valor máximo	Valor máximo	Valor máximo	Valor médio

3.3.2 Modelo hidrológico

Para a aplicação do modelo hidrológico em condições estáticas utilizou-se uma equação que compõe o SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1988), derivada do modelo de O'Loughlin (1986). De acordo com Sharma (2002), o modelo hidrológico corresponde à razão entre a espessura de solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável, traduzindo-se na equação seguinte:

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} * \frac{a}{b * \sin \beta} \quad [3.3]$$

Onde, $\frac{h}{z}$ representa a razão entre a espessura do solo saturado acima da camada impermeável e a espessura do solo potencialmente instável; Q indica a precipitação efetiva (m/dia); T corresponde à transmissividade do solo (m²/dia); a é a área de contribuição a montante (m²); b é o comprimento da célula (m); β é o declive da vertente (°).

O incremento do rácio hidrológico ($\frac{Q}{T}$) indica que a saturação do solo será mais rápida e mais extensa. Por seu turno, o rácio topográfico ($\frac{a}{b * \sin \beta}$) caracteriza o efeito da topografia na escorrência da água, sendo que, quanto maior for a área de drenagem face à largura da célula, maior será a relação entre $\frac{h}{z}$ (Dietrich e Montgomery, 1998; Montgomery *et al.*, 1998).

A transmissividade foi determinada com a equação [3.4] (Lencastre e Franco, 2006):

$$T = k + z \quad [3.4]$$

Onde, T é a transmissividade (m^2/dia), k é a condutividade hidráulica saturada (m/dia) e z é a espessura do solo (m).

A condutividade hidráulica foi calculada com base no trabalho desenvolvido por Rawls *et al.*, (1982), que sistematiza a condutividade hidráulica típica para diferentes tipos de solos a partir das respectivas propriedades texturais. Numa primeira fase, a partir da cartografia digital de solos na escala 1:25.000, foram compiladas as percentagens de argila, limo + areia fina e areia grossa para os diferentes tipos de solos presentes na área de estudo, utilizando os trabalhos de Pimenta (1998a, b). Sempre que não se conseguiu uma correspondência exata com os casos caracterizados por Pimenta (1999), recorreu-se à proximidade familiar do tipo de solo. Com as percentagens de argila, limo + areia fina e areia grossa, foi possível determinar a textura dos tipos de solos presentes na área de estudo, usando a taxonomia do Departamento de Agricultura dos EUA, através do *Soil Texture Triangle Bulk Density*, que distingue os solos em: arenoso (*sand*); franco arenoso (*sandy loam*); franco argilo-arenoso (*sandy clay loam*); argilo-arenoso (*sandy clay*); argiloso (*clay*); franco argiloso (*clay loam*); argilo-siltoso (*silty clay*); franco argilo-siltoso (*silty clay loam*); franco (*loam*); franco siltoso (*silt loam*); siltoso (*silt*) (Figura 3.6). Aos afloramentos rochosos, áreas sociais e solos castanozemes foi atribuído o valor de -1, sendo que, no mapa do modelo hidrológico, as áreas correspondentes a estas classes irão corresponder a situações de solo sem água, apresentando um valor de 0. A atribuição do valor de -1 aos solos castanozemes deve-se ao facto da fase pedológica, a que estão associados, na área de estudo ser a pedregosa.

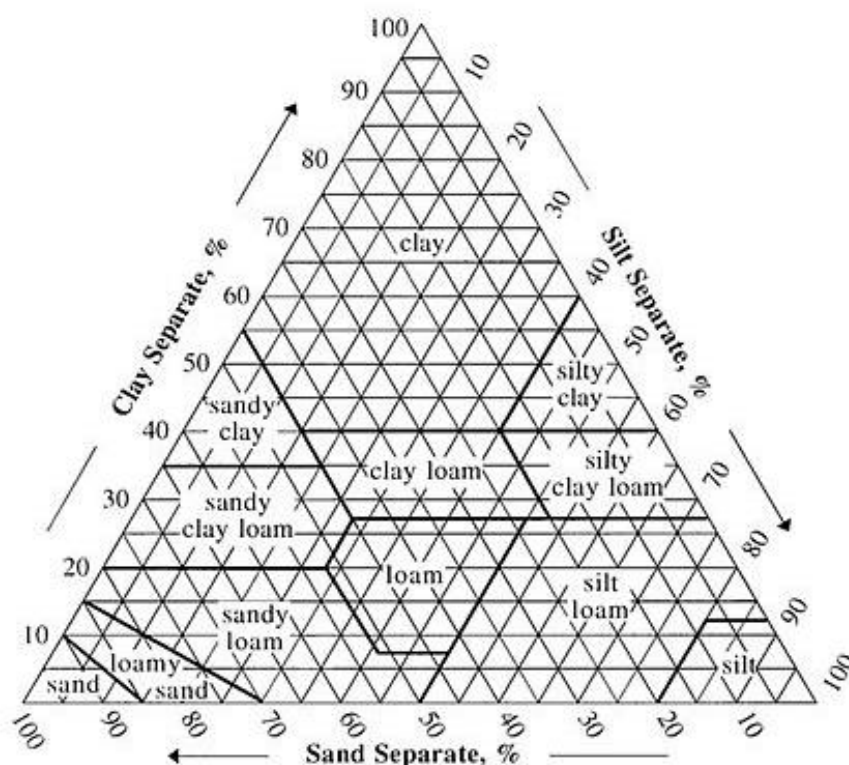


Figura 3.6 - Triângulo de textura do solo e classes texturais definidas em função das percentagens de areia, silte e argila (Fonte: Adaptado de Saxton *et al.*, 1986)

Para a precipitação efetiva, utilizou-se a equação proposta por Trigo *et al.*, (2005) enquanto limiar crítico de precipitação para o desencadeamento de deslizamentos translacionais e rotacionais na região a norte de Lisboa (equação 3.5):

$$Cr = 7,4 D + 107 \quad [3.5]$$

Onde, Cr é o limiar crítico de precipitação capaz de gerar movimentos de vertente (mm) e D é o tempo de ocorrência de determinada precipitação acumulada (dias).

O valor de precipitação usado foi o correspondente a um dia de precipitação (114,4 mm, ou 0,1144 m), tendo-se verificado que não ocorrem mudanças significativas nos resultados quando se considera o referido limiar de precipitação para a duração de 2 e 3 dias. Adicionalmente, a utilização da precipitação crítica num único dia é justificada pelo facto de os deslizamentos superficiais, na área de estudo, ocorrerem, geralmente, após chuvas intensas e de curta duração (Zêzere *et al.*, 2008).

O rácio topográfico ($\frac{a}{b \cdot \sin \beta}$) foi estimado em ambiente ArcView com recurso a uma extensão do SHALSTAB intitulada “SHALTOPO – *contributing area*”.

O modelo hidrológico foi desenvolvido em dois exercícios autónomos, considerando os dois mapas de espessura de solo antes realizados: um em que a constante de calibração (K_c) apresenta um valor fixo para a totalidade da área de estudo e outro em que o respetivo valor varia consoante o tipo de unidade litológica.

3.3.3 Parâmetros geotécnicos

A) *Peso específico do solo*

Os valores do peso específico do solo saturado, do peso específico natural do solo e do peso específico do solo submerso adotados no presente trabalho são, no essencial, os utilizados por Melo (*in press*). Deste modo, os valores do peso específico do solo saturado sistematizados na Tabela 3.4, foram determinados de acordo com os seguintes critérios: à Formação de Sobral foram atribuídos os valores correspondentes a "Well-graded sand/gravel mixtures" (Carter e Bentley, 1991); aos calcários do Amaral e à Formação de Arranhó foram atribuídos os valores sugeridos no trabalho de Terzaghi e Peck (1967 *in* Abramson, 2002) e NAVFAC (1986) para "Skip-graded silty clay with stones or rock fragments"; à formação de Abadia e às margas de Amaral foram atribuídos os valores correspondentes a "Clays: typical, normally consolidated" (Carter e Bentley, 1991). Para as aluviões e filões e massas utilizaram-se os valores de peso específico do solo saturado sugeridos por Pimenta (2011).

Os valores do peso específico natural do solo foram determinados, para cada unidade litológica, subtraindo uma unidade aos valores de Y_{sat} (Cheng e Lau, 2008). Os valores do peso específico do solo submerso foram determinados com recurso à expressão $Y_{sub} = Y_{sat} - Y_w$, sendo que Y_w corresponde ao peso específico da água e é igual a 9,81 kN/m³.

Tabela 3.4 - Valores do peso específico do solo saturado, peso específico natural do solo e peso específico do solo submerso para as unidades litológicas presentes na área de estudo de Monfelim – Louriceira.

Unidades Litológicas	Peso específico do solo saturado (média) - Y_{sat} (kN/m³)	Peso específico natural do solo (média) - Y_m (kN/m³)	Peso específico do solo submerso (média) - Y_{sub} (kN/m³)
Aluviões	17,50	16,50	7,69
Formação de Arranhó: calcário e margas	20,90	19,90	11,10
Formação de Sobral: arenitos e calcários	20,59	19,59	10,78
Formação de Sobral: pelitos e margas	20,59	19,59	10,78
Formação de Amaral: calcários	20,90	19,90	11,10
Formação de Amaral: margas	19,61	18,61	9,80
Formação de Abadia: margas e pelitos	19,61	18,61	9,80
Filões e massas	26,00	25,00	16,19

B) Coesão do solo e Ângulo de atrito interno

Após a estabilização do modelo hidrológico e do peso específico dos solos, foram determinados os valores ideais de coesão e de ângulo de atrito interno efetivos para cada unidade litológica, através de um processo iterativo, em que os resultados da aplicação do método do Talude Infinito foram confrontados com o inventário de deslizamentos superficiais (grupo de modelação), tendo sempre presentes os valores máximos e mínimos para o ângulo de atrito identificados em Geotechdata (2013). Este processo só foi necessário por ser impossível a realização de trabalho de campo e de laboratório, que permitisse a obtenção das características geotécnicas e mecânicas do solo. A seleção dos pares críticos de coesão e ângulo de atrito interno para cada unidade litológica respeitou a conjugação dos seguintes critérios: (i) a classe de suscetibilidade com $FS \leq 1$ deve integrar, no mínimo, 50% do total de área instabilizada na unidade litológica em questão pelo conjunto de deslizamentos superficiais do grupo de modelação; (ii) a combinação crítica de coesão / ângulo de atrito interno deve gerar uma classe de suscetibilidade com $FS \leq 1$ que apresenta o *effective ratio* (Chung e Fabbri, 2003) mais elevado. Este indicador de eficácia é expresso, na prática, pela razão entre a percentagem de área deslizada predita na classe de suscetibilidade e a percentagem de área que essa mesma classe tem no território estudado. Nos casos em que não foi possível respeitar o critério

(i), foi selecionado como crítico o par coesão / ângulo de atrito interno que obteve o *effective ratio* mais elevado.

3.3.4 Avaliação e cartografia da suscetibilidade

A cartografia da suscetibilidade a deslizamentos superficiais com o método do TI foi efetuada através da aplicação da equação [1.3] e considerando os dois mapas de espessura de solo produzidos (com K_c constante e variável em função das unidades litológicas), bem como os modelos hidrológicos distintos que lhes estão associados.

Os mapas produzidos com o método determinístico foram classificados em cinco classes, em função dos resultados do FS (≤ 1 ; $1 - 1,25$; $1,25 - 1,5$; $1,5 - 2$; > 2).

3.4 Validação e comparação dos modelos de suscetibilidade

A validação dos modelos de suscetibilidade possibilita o estabelecimento dos respetivos graus de confiança (Beguería, 2006) e a interpretação rigorosa dos resultados (Chung e Fabbri, 2003). De acordo com Zêzere *et al.*, (2008), a validação do modelo com novos deslizamentos é essencial de modo a que seja possível aferir com rigor a sua capacidade preditiva. Neste contexto, a validação dos mapas de suscetibilidade produzidos através dos métodos do Valor Informativo (estatístico) e do Talude Infinito (determinístico), foi realizada por confronto com o mesmo conjunto de deslizamentos superficiais, que integram o grupo de validação do inventário (movimentos ocorridos posteriormente a 1983).

3.4.1 Curvas ROC (Receiver Operating Characteristic)

O conceito de curva ROC foi originalmente inserido na área do processamento de sinal de modo a estimar o desempenho de um sistema de classificação de uma variável em classes dicotómicas (Deleo, 1993 *in* Beguería, 2006). Uma curva ROC avalia o

desempenho preditivo do modelo de avaliação de suscetibilidade através de um gráfico que confronta a taxa de verdadeiros positivos (sensibilidade), em ordenadas, com a taxa de falsos positivos (1- especificidade), em abcissas (Gorsevski *et al.*, 2000), conforme se demonstra na Figura 3.7. Assim, os valores de sensibilidade/especificidade indicam a capacidade que o modelo predispõe para discriminar corretamente as observações positivas e negativas na amostra de validação (Beguería, 2006; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009). Deste modo, a curva ROC baseia-se na classificação estatística das unidades de terreno e descreve a capacidade estatística do modelo, para discriminar as unidades instabilizadas e não instabilizadas, considerando o número de unidades de terreno corretamente e incorretamente classificadas (Frattoni *et al.*, 2010)

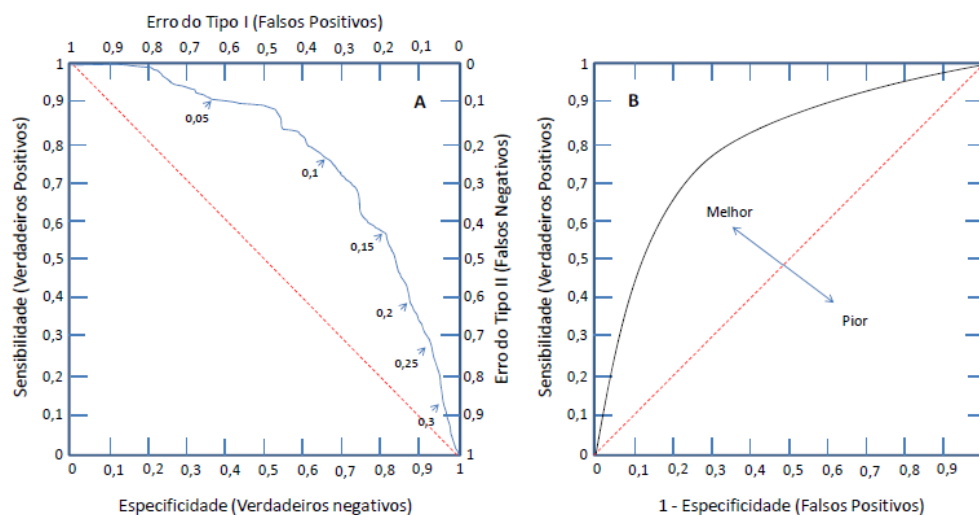


Figura 3.7 - Representatividade do espaço envolvente de uma curva ROC (Fonte: adaptado de Beguería, 2006).

O gráfico da curva ROC demonstra a precisão estatística global do modelo, sendo que esta varia entre 0,5 (sem melhorias em relação à atribuição aleatória) e 1 (discriminação perfeita) (Beguería, 2006). Quando se verifica um desvio positivo da curva (acima), em relação à linha reta (diagonal), significa que o desempenho do modelo é melhor (e.g., Guzzetti, 2005). Da mesma forma, quando se regista um desvio negativo da curva, face à diagonal, o desempenho do modelo é baixo, não apresentando condições para ser utilizada na avaliação da suscetibilidade (Oliveira, 2012).

As curvas ROC, que permitem inferir o ajuste do modelo, obtiveram-se através do cruzamento dos dados do mapa de suscetibilidade com o inventário de deslizamentos que são usados na modelação, enquanto as curvas ROC, que permitem avaliar a

capacidade preditiva do modelo, são conseguidas com recurso ao cruzamento do mapa de suscetibilidade com um conjunto de inventário de deslizamento independente, não considerado na construção do modelo preditivo (Zêzere *et al.*, 2004).

3.4.2 Área Abaixo da Curva (AAC)

A AAC avalia, de forma quantitativa, a capacidade preditiva global de cada modelo de suscetibilidade. Os seus valores estão habitualmente compreendidos entre 0,5 (modelo sem capacidade discriminatória entre positivos e negativos) e 1 (modelo preditivo perfeito). De acordo com Guzzetti (2005), um modelo é aceitável apenas quando a AAC atinge 0,75, sendo considerado muito satisfatório acima de 0,8. Os modelos excelentes devem ter uma AAC igual ou superior a 0,9.

A AAC é utilizada para comparar quantitativamente as curvas ROC dos modelos de suscetibilidade produzidos com os métodos do Valor Informativo e do Talude Infinito, sendo determinada com recurso à equação [3.6]:

$$AAC = \sum_{i=1}^n [(Ls_i - l_i) \times \frac{(a_i + b_i)}{2}] \quad [3.6]$$

Onde, Ls_i é o valor superior do intervalo (abcissas); l_i é o valor inferior do intervalo (abcissas), logo $Ls_i - l_i$ diz respeito à amplitude (abcissas); a_i é o valor da ordenada correspondente a l_i ; b_i é o valor da ordenada correspondente a Ls_i ; i é o número de intervalos de valor ou número da classe.

3.4.3 Comparação dos modelos de suscetibilidade

A comparação da distribuição espacial dos resultados dos modelos de suscetibilidade, para além das curvas ROC e respetivas AAC, implicou que os mapas finais produzidos com os métodos estatístico e determinístico apresentem o mesmo número de classes, e que, as classes equivalentes abranjam uma área com extensão idêntica nos dois mapas. Este mapa foi classificado nas cinco classes anteriormente referidas, a partir dos

resultados do FS: ≤ 1 ; $1 - 1,25$; $1,25 - 1,5$; $1,5 - 2$; > 2 . Para possibilitar a comparação, o mapa produzido com o método estatístico foi igualmente classificado em 5 classes de suscetibilidade decrescente, cujos limites foram definidos de modo a garantir que a área abrangida por cada classe de suscetibilidade fosse idêntica à das classes correspondentes no mapa produzido com o método determinístico. Deste modo, os limites das cinco classes de suscetibilidade do mapa do VI foram definidas com os seguintes *scores* de VI: $-8,33 - -2,04$; $-2,04 - -1,12$; $-1,12 - -0,50$; $-0,50 - 0,33$; $0,33 - 5,44$.

Finalmente, os dois mapas de suscetibilidade foram comparados com recurso à ferramenta *Rank Difference Tool* do ArcSDM (Sawatzky *et al.*, 2004). Esta ferramenta tornou possível avaliar espacialmente as diferenças existentes entre os dois mapas de suscetibilidade elaborados com métodos diferentes, indicando o grau de concordância e de disparidade existente entre as diferentes classes de suscetibilidade dos dois mapas.

3.4.4 Integração dos modelos de suscetibilidade

No final do trabalho, os mapas de suscetibilidade gerados por métodos estatístico e determinístico foram integrados num único documento através do cruzamento das respetivas classes de suscetibilidade numa Tabela de contingência. Para o efeito, utilizou-se a ferramenta *Map Comparison Kit* desenvolvida pelo *Research Institute for Knowledge Systems* (e.g., Visser e Nijs, 2006), na qual se optou pela comparação padrão de mapas célula por célula (estatística Kappa) por possibilitar a comparação através de pares de mapas.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Inventário de deslizamentos superficiais

Da divisão dos deslizamentos superficiais com base em partição temporal, obtiveram-se dois grupos de movimentos de vertente: um com deslizamentos verificados até o final do ano de 1983 (grupo de modelação, 51 casos) e outro com deslizamentos ocorridos depois de 1983 e até 2010 (grupo de validação, 60 casos). A Figura 4.1 mostra a distribuição espacial dos deslizamentos dos grupos de modelação e de validação nas bacias de Monfalim e Louriceira, enquanto a Tabela 4.1. sistematiza os parâmetros básicos do inventário de movimentos. Os 51 deslizamentos do grupo de modelação correspondem a uma área total instabilizada de 0,027 km², ou seja, 0,19% da superfície total da área de estudo. Destes deslizamentos, 55% localizam-se na sub-bacia de Monfalim, que apresenta uma dimensão mais reduzida do que a sub-bacia da Louriceira. Os 60 deslizamentos do grupo de validação abrangem uma área total instabilizada de 0,03 km² (0,22% da área de estudo). Tal como no caso anterior, é perceptível a maior concentração de deslizamentos na sub-bacia de Monfalim, onde se observam 60% dos deslizamentos do grupo de validação. Contabilizando a totalidade do inventário, verifica-se que a densidade de deslizamentos superficiais é de 10,0 casos por km² na sub-bacia de Monfalim e de apenas 6,2 casos por km² na bacia da Louriceira. No mesmo sentido, a área instabilizada em Monfalim representa 0,55% da superfície da sub-bacia, valor que se limita a 0,29% no caso da sub-bacia da Louriceira.

Tabela 4.1 – Distribuição da área deslizada e das ocorrências de deslizamentos nas sub-bacias de Monfalim e Louriceira.

	Área (km ²)	Grupo de modelação		Grupo de validação		Inventário Total	
		Nº de Desliza- mentos	Área Deslizada (km ²)	Nº de Desliza- mentos	Área Deslizada (km ²)	Nº de Desliza- mentos	Área Deslizada (km ²)
Monfalim	6,4	28	0,016	36	0,019	64	0,035
Louriceira	7,5	23	0,011	24	0,011	47	0,022
Total	13,9	51	0,027	60	0,030	111	0,057

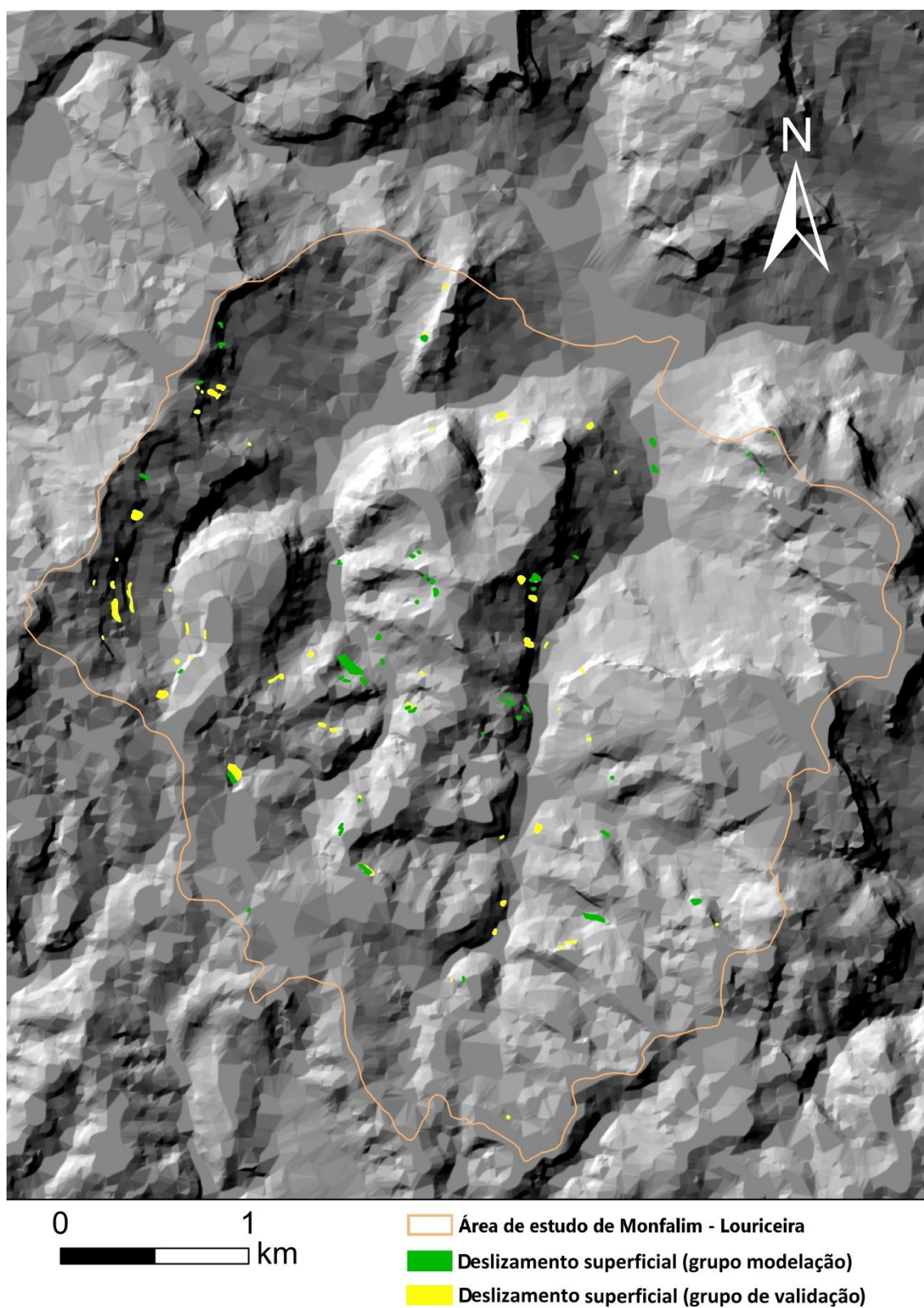


Figura 4.1 - Distribuição espacial dos deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

4.2 Modelo de suscetibilidade de base estatística

4.2.1 Fatores de predisposição e sua relação com a distribuição dos deslizamentos superficiais

A Tabela 4.2 sintetiza as frequências relativas dos movimentos dos grupos de modelação e de validação e a Figura 4.2 mostra a distribuição espacial dos deslizamentos superficiais nas unidades litológicas da área de estudo. A Formação de Arranhó destaca-se no grupo de modelação, integrando 64,5% da área instabilizada por esse conjunto de deslizamentos. Seguem-se a unidade de pelitos e margas da Formação do Sobral (13,9%) e a Formação da Abadia (10,1%). No caso do grupo de validação, a área instabilizada é semelhante nos pelitos e margas da Formação do Sobral e na Formação de Arranhó, com vantagem para a primeira unidade (35,6% e 32,3% da área total instabilizada, respetivamente). Tal como verificado no grupo de modelação, a Formação da Abadia ocupa a terceira posição, detendo 14,3% da área instabilizada do grupo de validação. Os filões e massas apresentam uma área instabilizada residual apenas no grupo de modelação (0,2% do total) e as aluviões não registam instabilidades, quer no grupo de modelação quer no grupo de validação.

Tabela 4.2 – Distribuição dos deslizamentos nas unidades litológicas.

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº Pixéis da classe	% Deslizamentos	Nº Pixéis da classe	% Deslizamentos
1	Aluviões	0	0,0	0	0,0
2	Formação de Arranhó: calcários e margas	17525	64,5	10725	32,3
3	Formação de Sobral: arenitos e calcários	500	1,8	2150	6,5
4	Formação de Sobral: pelitos e margas	3775	13,9	11825	35,6
5	Formação de Amaral: calcários	2400	8,8	3350	10,1
6	Formação de Amaral: margas	175	0,6	425	1,3
7	Formação de Abadia: margas e pelitos	2750	10,1	4750	14,3
8	Filões e massas	50	0,2	0	0,0
	Total	27175	100	33225	100

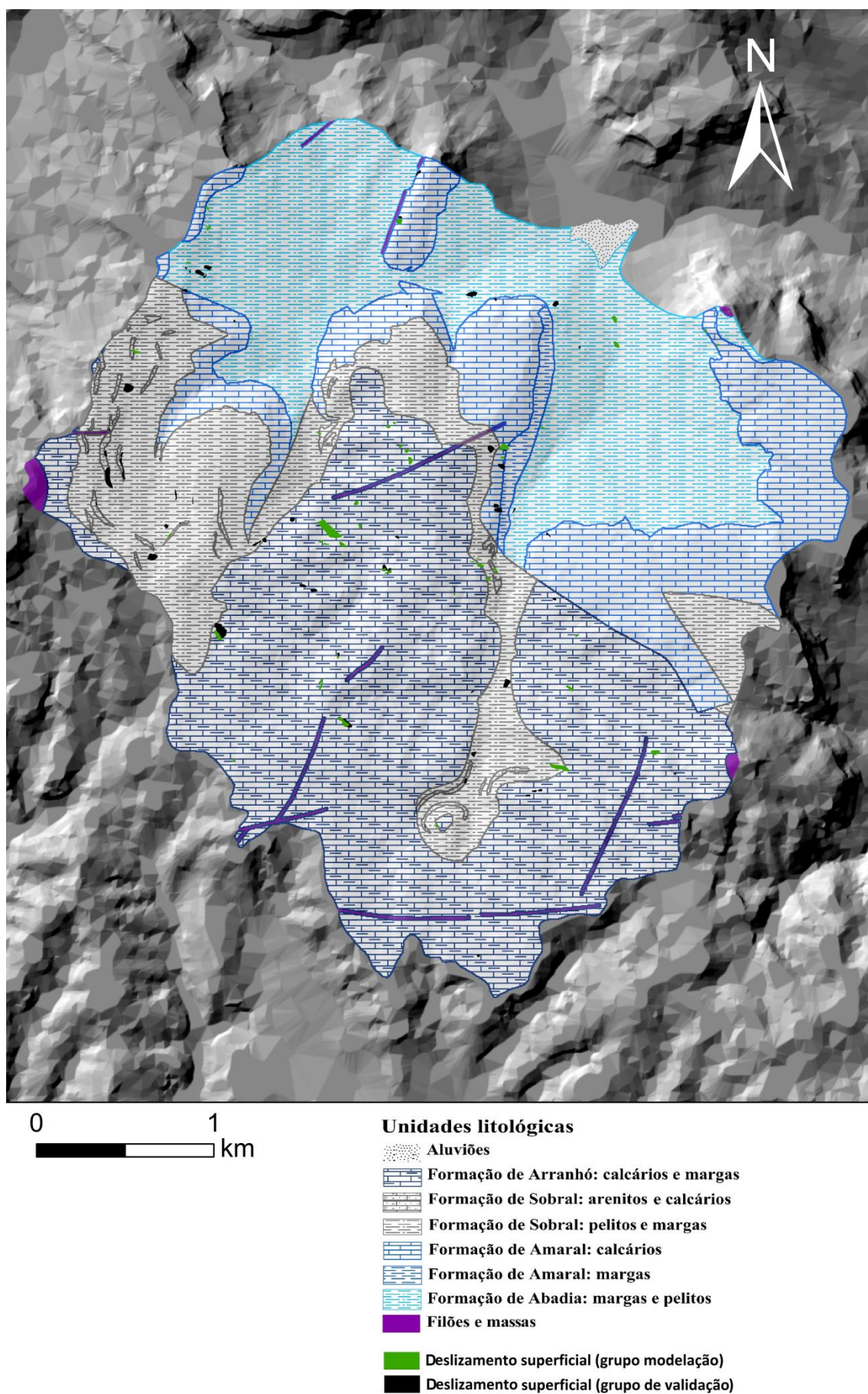
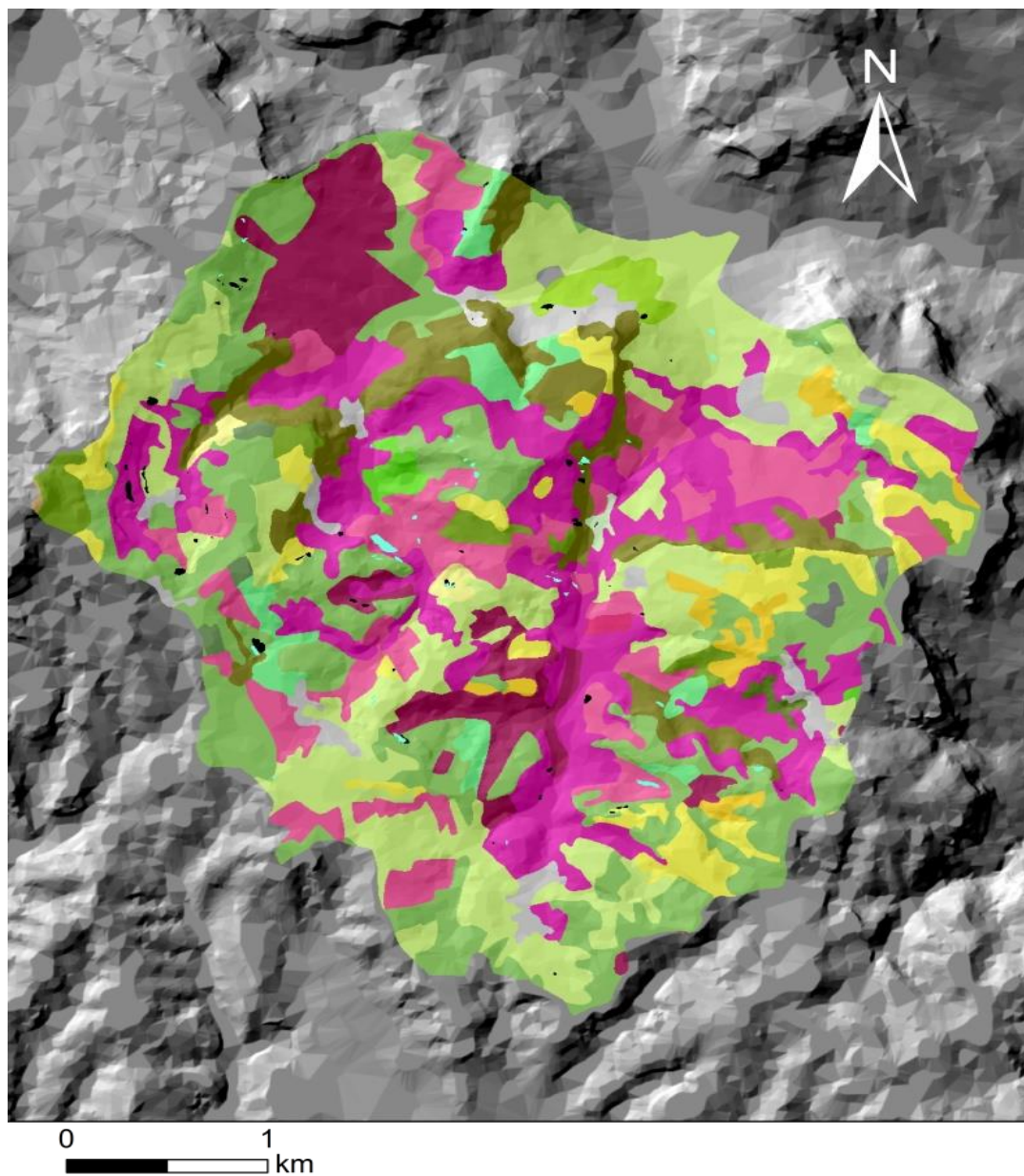


Figura 4.2 - Unidades litológicas e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfelim – Louriceira.

Quanto à distribuição dos deslizamentos superficiais pelos diferentes tipos de ocupação do solo (Tabela 4.3; Figura 4.3) verifica-se uma tendência marcada para a ocorrência de movimentos em vertentes utilizadas na atividade agrícola. No grupo de modelação, destaca-se a vinha com 36,8% da área total instabilizada, valor que ascende a 50% ao adicionar uma outra fração onde a vinha está presente e que correspondente à classe de cultura anual + vinha (13,2%). Merece ainda realce as classes em que a espécie florestal se associa a culturas anuais e os sistemas culturais e parcelares complexos (22,1% e 11,1% respetivamente). No grupo de validação a importância das vinhas não é tão acentuada, ficando mesmo aquém da classe de cultura anual + vinha (6,8% e 12,3% da área total instabilizada, respetivamente). Neste grupo destaca-se a classe espécie florestal + culturas anuais, seguida pelos sistemas culturais e parcelares complexos (30,5% e 23,3%, respetivamente).



Ocupação do solo em 1990

Pinheiro Bravo	Olival
Eucalipto	Olival + pomar
Povoamento florestal misto	Vinha
Outras folhosas	Vinha + pomar
Pastagens naturais pobres	Vinha + olival
Vegetação esclerofítica carrascal	Sistemas culturais e parcelares complexos
Vegetação arbustiva baixa – matos	Tecido urbano contínuo
Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	Tecido urbano descontínuo
Espécie florestal + cultura anual	Zonas industriais e comerciais
Pomar + cultura anual	Outras infraestruturas e equipamentos
Pomar + vinha	Outras áreas degradadas
Mistos e pomares	Outros espaços fora do tecido urbano
Culturas anuais + espécie florestal	Deslizamento superficial (grupo de modelação)
Culturas anuais + vinha	Deslizamento superficial (grupo de validação)

Figura 4.3 - Ocupação do solo em 1990 e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalmim – Louriceira.

Tabela 4.3 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de ocupação do solo em 1990.

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Desliza- mentos	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Desliza- mentos
1	Pinheiro bravo	0	0,0	0	0,0
2	Eucalipto	0	0,0	0	0,0
3	Povoamento florestal misto	2500	9,2	2150	6,5
4	Outras folhosas	0	0,0	0	0,0
5	Pastagens naturais pobres	0	0,0	0	0,0
6	Vegetação esclerofítica- carrascal	0	0,0	0	0,0
7	Vegetação arbustiva baixa - matos	150	0,6	1175	3,5
8	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	725	2,7	1200	3,6
9	Espécie florestal + cultura anual	6000	22,1	10125	30,5
10	Pomar + cultura anual	0	0,0	2100	6,3
11	Pomar + vinha	0	0,0	0	0,0
12	Mistos e pomares	0	0,0	175	0,5
13	Culturas anuais + espécie florestal	425	1,6	300	0,9
14	Culturas anuais + vinha	3600	13,2	4100	12,3
15	Olival	0	0,0	0	0,0
16	Olival + pomar	0	0,0	0	0,0
17	Vinha	10000	36,8	2250	6,8
18	Vinha + pomar	750	2,8	1650	5,0
19	Vinha + olival	0	0	0	0,0
20	Sistemas culturais e parcelares complexos	3025	11,1	7750	23,3
21	Tecido urbano contínuo	0	0,0	0	0,0
22	Tecido urbano descontínuo	0	0,0	200	0,6
23	Zonas industriais e comerciais	0	0,0	50	0,2
24	Outras infraestruturas e equipamentos	0	0,0	0	0,0
25	Outras áreas degradadas	0	0,0	0	0,0
26	Outros espaços fora do tecido urbano consolidado	0	0,0	0	0,0
	Total	27175	100	33225	100

A distribuição dos deslizamentos superficiais pelas classes de declive (Tabela 4.4; Figura 4.4) mostra que a classe 10° – 15° é a que regista maior área instabilizada, nos grupos de modelação e de validação (35,1% e 39,8% das superfícies totais instabilizadas, respetivamente). Adicionalmente, verifica-se nos dois grupos do inventário que a maior parte dos deslizamentos concentra-se nas vertentes com declive compreendido entre 10° e 25° (62,8% e 76,7% da área total instabilizada, respetivamente). No grupo de modelação, destaca-se ainda, a classe dos 5° – 10°, com 17,2% da área total instabilizada, enquanto no grupo de validação merece realce a classe dos 25° – 30°, com 9,4% da área dos deslizamentos superficiais.

Tabela 4.4 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de declive.

		Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
ID	Classes	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos
1	0 – 5	375	1,4	25	0,1
2	5 – 10	4675	17,2	2400	7,2
3	10 – 15	9525	35,1	13225	39,8
4	15 – 20	3925	14,4	6100	18,4
5	20 – 25	3600	13,3	6150	18,5
6	25 – 30	1850	6,8	3125	9,4
7	30 – 35	1800	6,6	1250	3,8
8	>35	1425	5,2	950	2,9
	Total	27175	100	33225	100

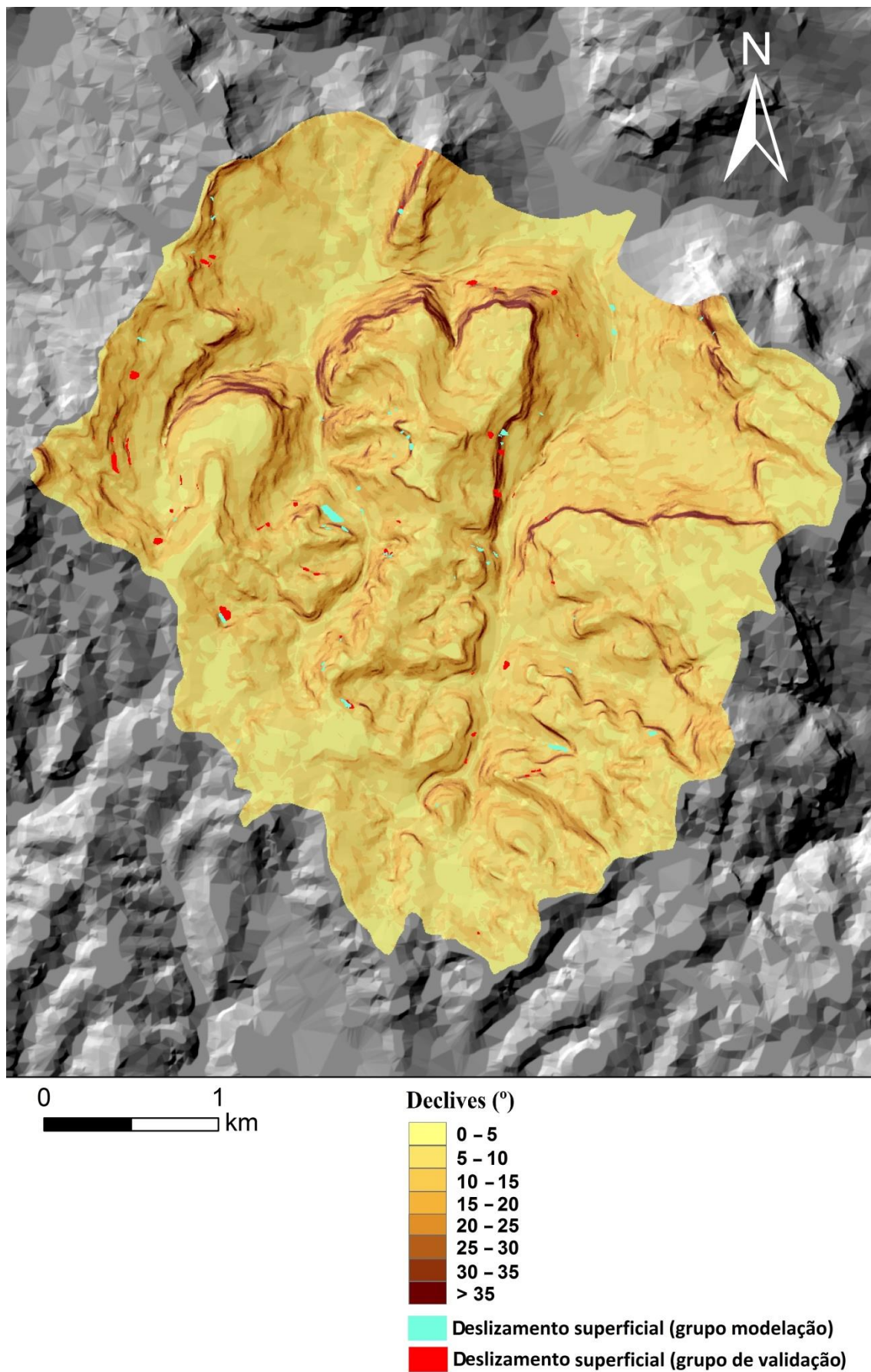


Figura 4.4 - Declives e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

A distribuição dos deslizamentos superficiais pelas classes de exposição (Tabela 4.5; Figura 4.5) mostra que a maior parte dos movimentos ocorre em vertentes expostas a nordeste e este (51,8% e 66,9% da área total instabilizada pelos deslizamentos do grupo de modelação e de validação, respetivamente). No entanto, a exposição a nordeste destaca-se no grupo de modelação, enquanto a exposição a este é maioritária no grupo de validação. A exposição a norte é igualmente relevante em ambos conjuntos de deslizamentos, abrangendo 12,7% e 14,5% das áreas deslizadas, respetivamente pelos movimentos do grupo de modelação e de validação. A exposição a norte é igualmente relevante em ambos conjuntos de deslizamentos, abrangendo 12,7% e 14,5% das áreas deslizadas, respetivamente pelos movimentos do grupo de modelação e de validação. A exposição a noroeste é ainda relevante no grupo de modelação (14,8%), sendo muito menos importante no grupo de validação (4,5%). É de salientar ainda, que a exposição sul não regista qualquer deslizamento.

Tabela 4.5 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de exposição das vertentes.

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamento	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamento
1	Plano	0	0,0	0	0,0
2	Norte	3450	12,7	4800	14,5
3	Nordeste	8725	32,1	6425	19,3
4	Este	5350	19,7	15825	47,6
5	Sudeste	1400	5,2	2175	6,6
6	Sul	0	0,0	0	0,0
7	Sudoeste	1875	6,9	25	0,1
8	Oeste	2350	8,7	2475	7,5
9	Noroeste	4025	14,8	1500	4,5
	Total	27175	100	33225	100

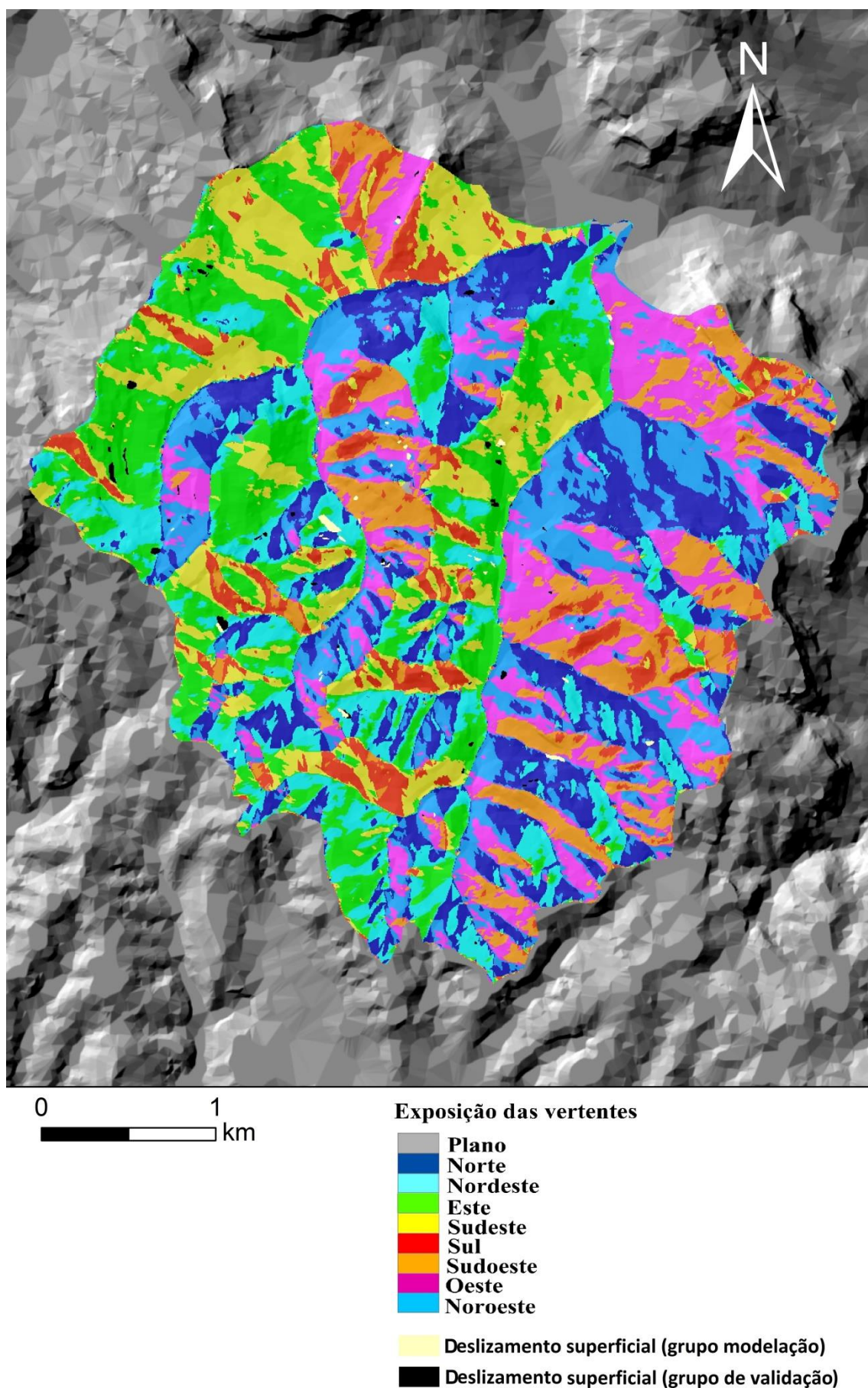


Figura 4.5 - Exposição das vertentes e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

A Tabela 4.6 sintetiza as frequências relativas dos movimentos dos grupos de modelação e de validação e a Figura 4.6 mostra a distribuição espacial dos deslizamentos superficiais nas três classes da curvatura em perfil. A grande maioria dos movimentos registou-se em vertentes com perfil côncavo (57,5% e 51,0% da área total instabilizada pelos deslizamentos do grupo de modelação e de validação, respetivamente). As vertentes convexas registam 27,7% e 30,2% da área dos deslizamentos dos dois grupos atrás referidos. A classe das vertentes retilíneas, que integra também as áreas planas, é a que contempla menos deslizamentos superficiais.

Tabela 4.6 – Distribuição dos deslizamentos nas classes de curvatura em perfil das vertentes.

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos
1	Convexo (-1,47 – -0,05)	7525	27,7	10025	30,2
2	Retilíneo/Plano (-0,05 – 0,05)	4025	14,8	6250	18,8
3	Côncavo (0,05 – 1,22)	15625	57,5	16950	51,0
	Total	27175	100	33225	100

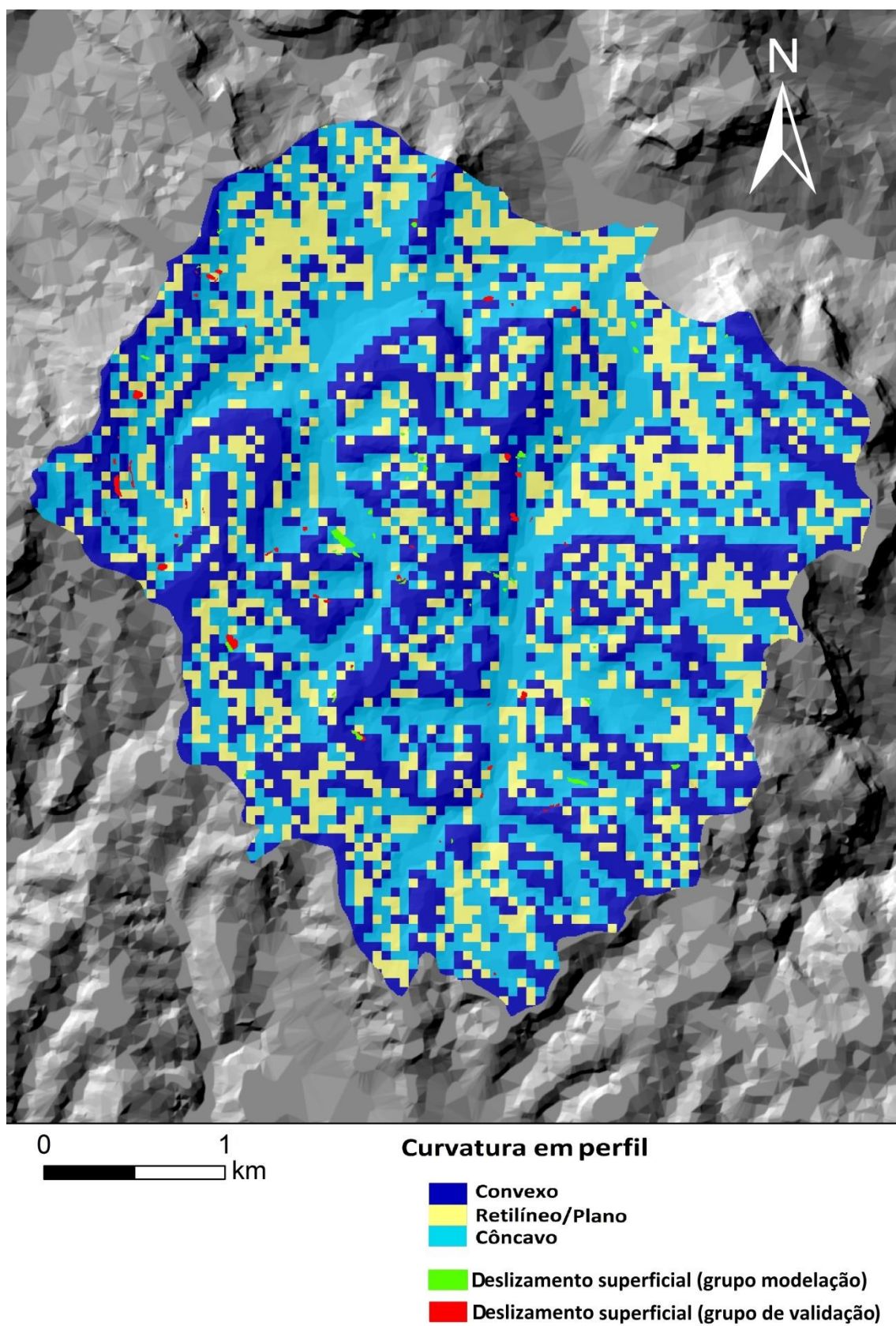


Figura 4.6 - Curvatura em perfil e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

A distribuição dos deslizamentos superficiais pelas classes do TPI (Tabela 4.7; Figura 4.7) mostra que as classes intermédias (-7,53 – -2,57 e -2,57 – 2,39), que correspondem às vertentes bem definidas, integram a maior parte dos deslizamentos (57,6% e 72,8% da área total instabilizada pelos deslizamentos do grupo de modelação e de validação, respetivamente). Como seria de esperar, tanto no grupo de modelação como no grupo de validação, as classes extremas, correspondentes no essencial a áreas de interflúvio e a áreas de fundo de vale, são as que apresentam a menor área instabilizada.

Tabela 4.7 – Distribuição dos deslizamentos nas classes do Índice Topográfico (TPI).

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos
1	-21,23 – -12,49	750	2,8	125	0,4
2	-12,49 – -7,53	4800	17,7	1875	5,6
3	-7,53 – -2,57	9350	34,4	14350	43,2
4	-2,57 – 2,39	6300	23,2	9825	29,6
5	2,39 – 7,35	4175	15,4	6600	19,9
6	7,35 – 31,83	1800	6,6	450	1,4
	Total	27175	100	33225	100

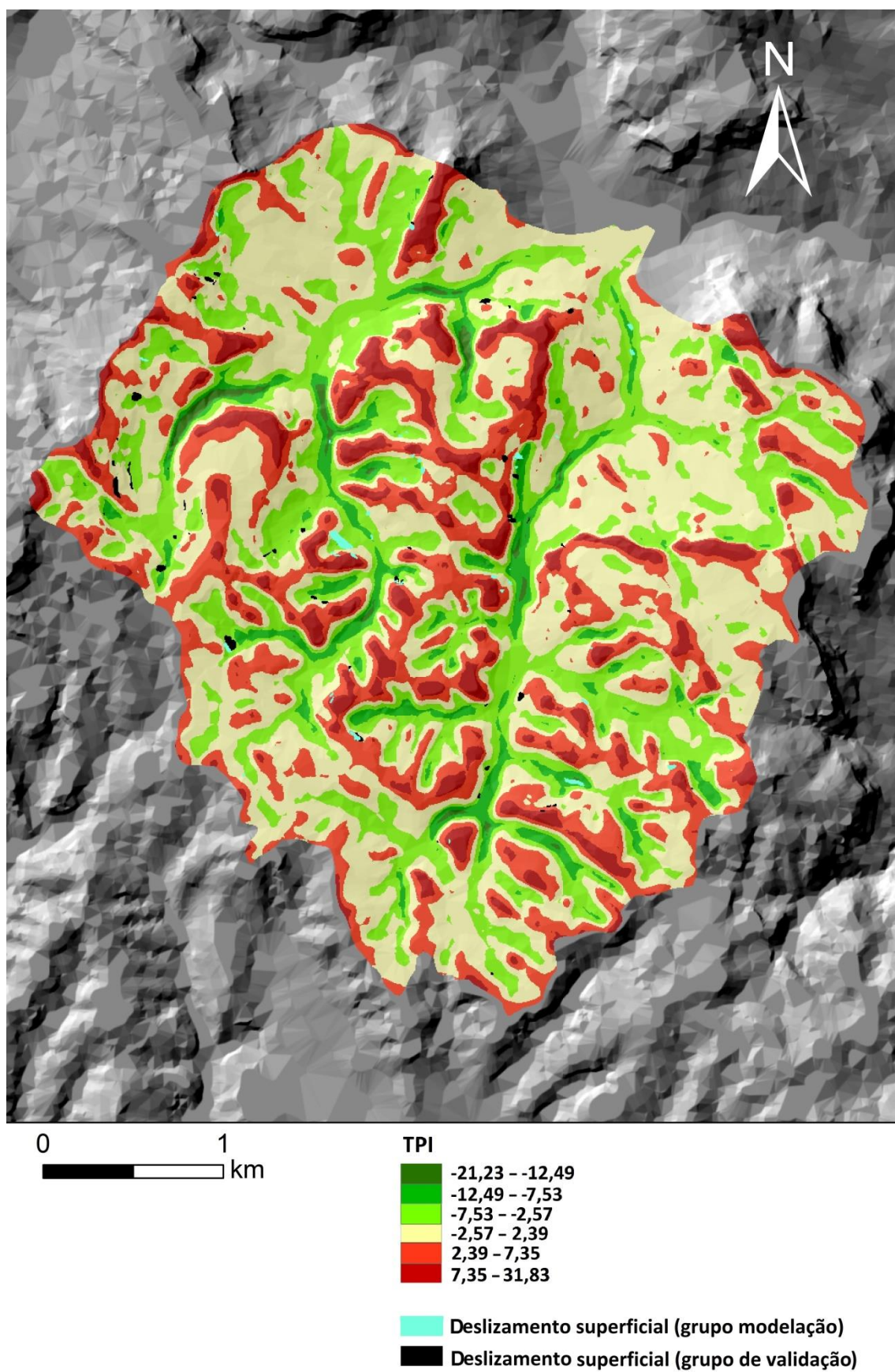


Figura 4.7- Índice Topográfico (TPI) e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

A Tabela 4.8 sumariza as frequências relativas dos movimentos dos grupos de modelação e de validação e a Figura 4.8 mostra a distribuição espacial dos deslizamentos superficiais nas sete classes da razão declive/área de contribuição. Em ambos os grupos, a classe com valores entre 0,01 e 0,1 destaca-se como a que abrange mais área deslizada (54,3% e 56,4% da área total deslizada nos grupos de modelação e validação, respetivamente). Segue-se a classe 0,001 – 0,01 (22,1% e 29,0%, respetivamente) e a classe com valores acima de 0,1 (18,7% e 12,2%, respetivamente). As classes com valores abaixo de 0,001 registam áreas deslizadas residuais ou muito baixas em ambos os grupos de deslizamentos superficiais.

Tabela 4.8 – Distribuição dos deslizamentos nas classes da razão declive/área de contribuição.

ID	Classes	Deslizamentos superficiais			
		Grupo de modelação		Grupo de validação	
		Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos	Nº <i>Pixéis</i> da classe	% Deslizamentos
1	0	250	0,9	50	0,2
2	0 – 0,00001	300	1,1	100	0,3
3	0,00001 – 0,0001	50	0,2	75	0,2
4	0,0001 – 0,001	750	2,8	575	1,7
5	0,001 – 0,01	6000	22,1	9625	29,0
6	0,01 – 0,1	14750	54,3	18750	56,4
7	>0,1	5075	18,7	4050	12,2
	Total	27175	100	33225	100

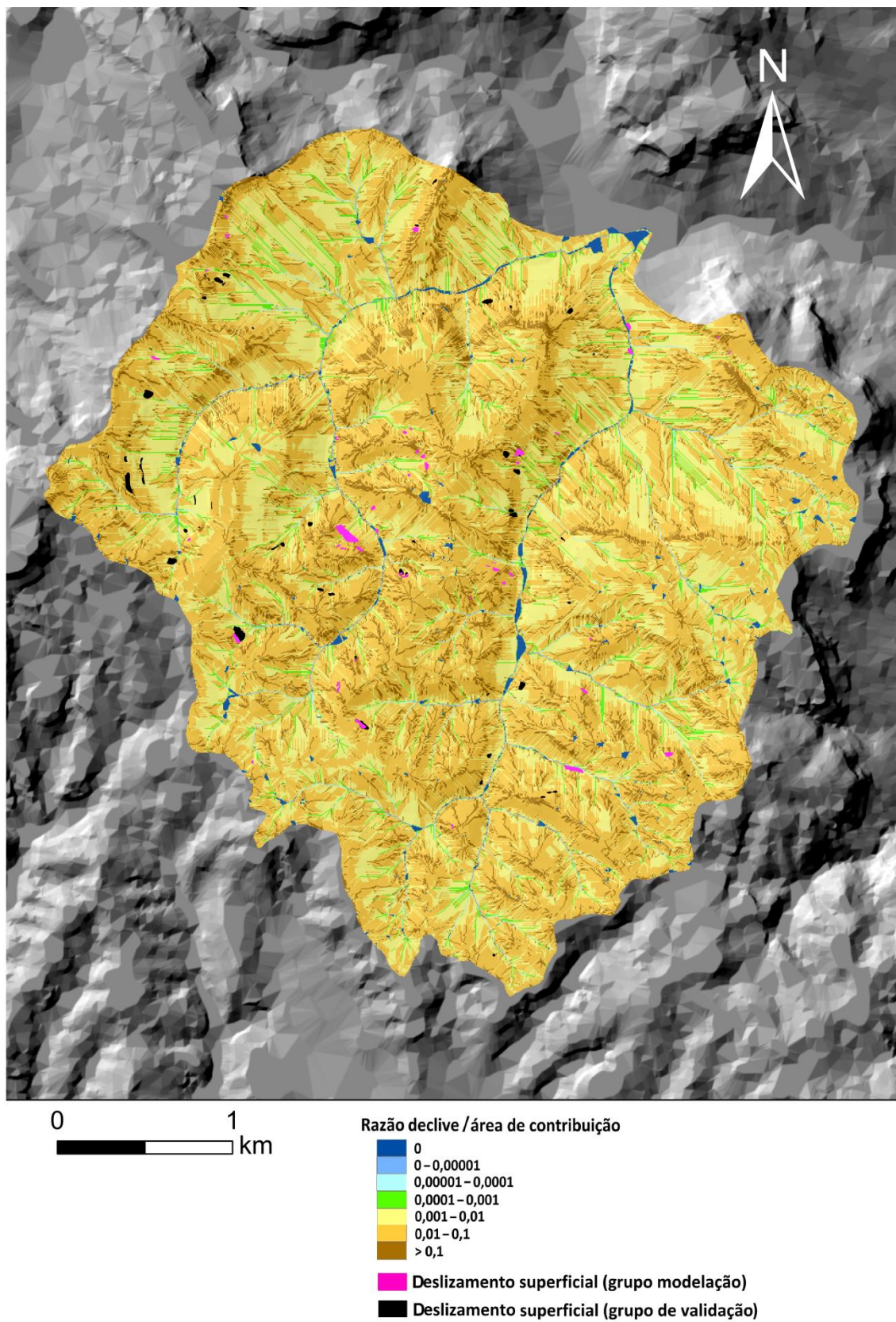


Figura 4.8 – Razão declive/área de contribuição e deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira.

4.2.2 Valores Informativos das classes dos fatores de predisposição

Os *scores* de VI determinados para cada classe de cada fator de predisposição, por cruzamento com os deslizamentos superficiais do grupo de modelação estão sistematizados na Tabela 4.9.

Os resultados obtidos permitem concluir que as condições ideais para a ocorrência de deslizamentos superficiais na área de estudo de Monfalim – Louriceira contemplam a presença de arenitos e calcários da Formação do Sobral e de calcários e margas da Formação de Arranhó. São também condições favoráveis à ocorrência deste tipo de deslizamentos, a presença de vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição ou de áreas cultivadas com vinha. As vertentes mais suscetíveis à instabilização apresentam declive superior a 20°, são expostas a nordeste e apresentam um perfil côncavo. Os resultados do TPI indicam que as áreas situadas próximo dos fundos de vale são mais propensas a sofrer deslizamentos superficiais, facto que é atestado pelos resultados da razão declive/área de contribuição. Adicionalmente, esta última variável coloca também em evidência como favoráveis à instabilidade os setores da parte superior das vertentes (topo da vertente).

Tabela 4.9 - Scores de Valor Informativo de cada classe de cada fator de predisposição. Os valores mais relevantes estão assinalados a negrito.

Fator de predisposição: Litologia				
ID	Classe	Nº <i>Pixéis</i> da classe	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento superficial	VI
1	Aluviões	2064	0	-1,760
2	Formação de Arranhó: calcários e margas	217575	17525	0,494
3	Formação de Sobral: arenitos e calcários	3771	500	0,993

4	Formação de Sobral: pelitos e margas	95106	3775	-0,213
5	Formação de Amaral: calcários	92363	2400	-0,637
6	Formação de Amaral: margas	4331	175	-0,196
7	Formação de Abadia: margas e pelitos	131898	2750	-0,857
8	Filões e massas	5911	50	-1,759
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: COS'90				
ID	Classe	Nº <i>Pixéis</i> da classe	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento superficial	VI
1	Pinheiro bravo	1803	0	-2,187
2	Eucalipto	9874	0	-2,187
3	Povoamento florestal misto	39044	2500	0,265
4	Outras folhosas	1198	0	-2,187
5	Pastagens naturais pobres	223	0	-2,187
6	Vegetação esclerofítica- carrascal	9096	0	-2,187
7	Vegetação arbustiva baixa - matos	27172	150	-2,186
8	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	2792	725	1,665
9	Espécie florestal + cultura anual	114403	6000	0,065
10	Pomar + cultura anual	5334	0	-2,187
11	Pomar + vinha	3014	0	-2,187
12	Mistos e pomares	765	0	-2,187
13	Culturas anuais + espécie florestal	13889	425	-0,474
14	Culturas anuais + vinha	104697	3600	-0,357
15	Olival	279	0	-2,187
16	Olival + pomar	3	0	-2,187
17	Vinha	56424	10000	1,283
18	Vinha + pomar	39126	750	-0,941
19	Vinha + olival	844	0	-2,187
20	Sistemas culturais e parcelares complexos	104453	3025	-0,529
21	Tecido urbano contínuo	521	0	-2,187
22	Tecido urbano descontínuo	14954	0	-2,187
23	Zonas industriais e comerciais	930	0	-2,187
24	Outras infraestruturas e equipamentos	1268	0	-2,187

25	Outras áreas degradadas	489	0	-2,187
26	Outros espaços fora do tecido urbano consolidado	424	0	-2,187
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: Declive				
ID	Classe	Nº Pixéis da classe	Nº Pixéis com deslizamento superficial	VI
1	0 – 5	71241	375	-2,234
2	5 – 10	207252	4675	-0,779
3	10 – 15	156344	9525	0,215
4	15 – 20	67852	3925	0,163
5	20 – 25	27892	3600	0,966
6	25 – 30	12284	1850	1,120
7	30 – 35	5770	1800	1,848
8	>35	4384	1425	1,889
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: Exposição				
ID	Classe	Nº Pixéis da classe	Nº Pixéis com deslizamento superficial	VI
1	Plano	986	0	-0,886
2	Norte	82435	3450	-0,161
3	Nordeste	66693	8725	0,979
4	Este	99656	5350	0,088
5	Sudeste	69065	1400	-0,885
6	Sul	33558	0	-0,886
7	Sudoeste	55920	1875	-0,382
8	Oeste	72192	2350	-0,412
9	Noroeste	72514	4025	0,122
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: Curvatura em perfil				

ID	Classe	Nº <i>Pixéis</i> da classe	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento superficial	VI
1	Convexo (-1,47 – -0,05)	190076	7525	-0,216
2	Retilíneo/Plano (-0,05 – 0,05)	128858	4025	-0,453
3	Côncavo (0,05 – 1,22)	234085	15625	0,306
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: TPI				
ID	Classe	Nº <i>Pixéis</i> da classe	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento superficial	VI
1	-21,23 – -12,49	5718	750	0,982
2	-12,49 – -7,53	30746	4800	1,156
3	-7,53 – -2,57	130188	9350	0,379
4	-2,57 – 2,39	210933	6300	-0,498
5	2,39 – 7,35	115609	4175	-0,308
6	7,35 – 31,83	59825	1800	-0,491
Total	-	553019	27175	-
Fator de predisposição: Razão declive/área de contribuição				
ID	Classe	Nº <i>Pixéis</i> da classe	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento superficial	VI
1	0	5052	250	0,007
2	0 – 0,00001	2261	300	0,993
3	0,00001 – 0,0001	4241	50	-1,427
4	0,0001 – 0,001	17928	750	-0,161
5	0,001 – 0,01	167668	6000	-0,317
6	0,01 – 0,1	298168	14750	0,007
7	>0,1	57701	5075	0,582
Total	-	553019	27175	-

4.2.3 Análise sensível aos fatores de predisposição

De acordo com a hierarquia da AAC das curvas de sucesso (Figura 4.9; Tabela 4.10), a ocupação do solo e o declive são os fatores de predisposição que explicam melhor a ocorrência de deslizamentos superficiais na área de estudo (AAC acima de 0,7); em contrapartida, os que menos contribuem para a determinação das áreas instáveis são a curvatura (perfil) e a razão declive/área de contribuição (AAC abaixo de 0,6).

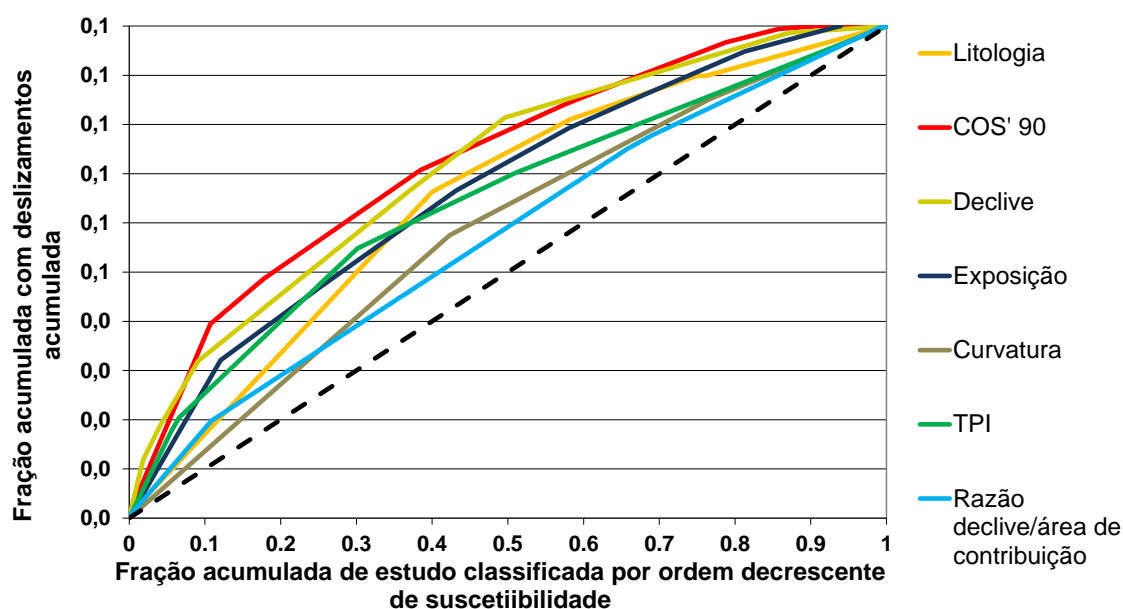


Figura 4.9 – Curvas de sucesso por fator de predisposição.

Tabela 4.10 - Hierarquia da AAC de sucesso dos fatores de predisposição.

Hierarquia	Fatores de predisposição	AAC de sucesso
1	COS'90	0,727
2	Declive	0,713
3	Exposição	0,668
4	Litologia	0,649
5	TPI	0,643
6	Curvatura	0,583
7	Razão declive/área de contribuição	0,572

4.2.4 Mapa de suscetibilidade e sua validação

O mapa de suscetibilidade do VI resulta do somatório de *scores* de cada classe de cada fator de predisposição. Os intervalos das cinco classes do mapa de suscetibilidade do VI, presentes na Figura 4.10, foram definidos de modo a garantir que a área abrangida por cada classe seja idêntica à da classe correspondente no mapa de suscetibilidade do Talude Infinito (ver seção 3.4.3).

A distribuição espacial da suscetibilidade mostra a existência de um contraste muito evidente entre a parte norte/nordeste e a parte centro/sul da área de estudo. Os sectores norte/nordeste apresentam uma área considerável de terreno com suscetibilidade baixa e muito baixa, face ao grande domínio das classes de suscetibilidade muito elevada e elevada que se observam nos sectores centro/sul.

Esta situação está relacionada principalmente com a diferenciação litológica que se verifica na área de estudo. Efetivamente, na parte norte/nordeste da área de estudo afloram as unidades litológicas de Abadia (margas e pelitos) e do Amaral (calcários), que se caracterizam neste modelo por uma baixa predisposição para a ocorrência de deslizamentos superficiais e, na parte centro/sul emergem as unidades litológicas do Arranhó (calcários e margas) e do Sobral (arenitos e calcários). Esta diferenciação geral norte-sul pode ser observada, ainda que, com menos expressão, no predomínio de vertentes com maior comprimento a norte tipicamente associadas a declives suaves a moderados mas mais constantes, face a um sector central onde as vertentes tendem a apresentar um comprimento mais reduzido mas declives moderados a fortes.

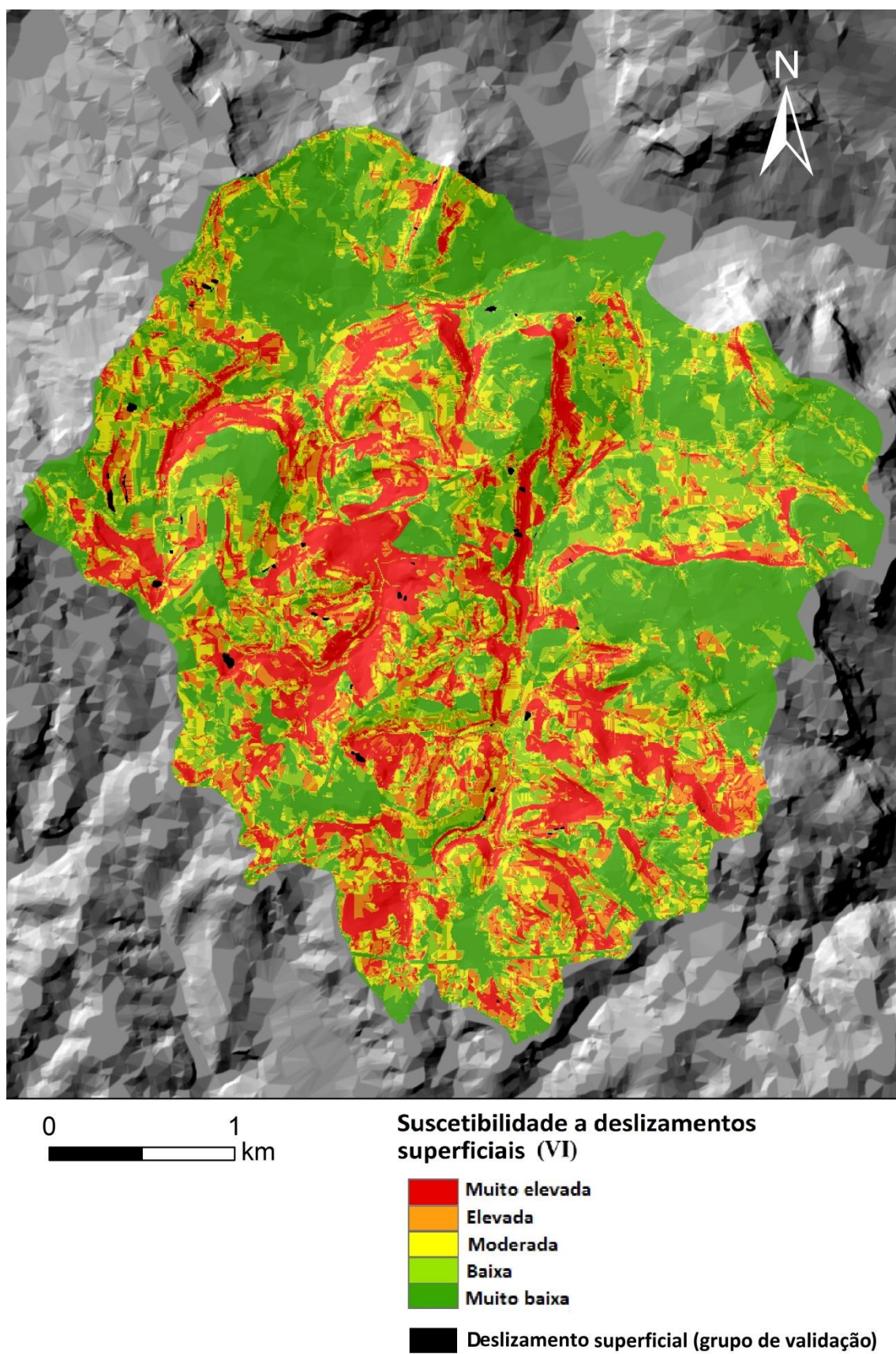


Figura 4.10 - Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais do método do VI na área de estudo Monfalim – Louriceira.

Adicionalmente, regista-se uma menor concentração de cursos de água a norte face ao domínio de áreas com concentração de muitos cursos de água na parte central da área de estudo.

Relativamente à qualidade do mapa de suscetibilidade, tendo por base a análise da curva ROC obtida com o grupo de deslizamentos de modelação (Figura 4.11) pode-se constatar a boa capacidade de ajuste do modelo pela boa relação verdadeiros positivos/falsos positivos observada. Considerando uma taxa de falsos positivos de 20%, o modelo consegue discriminar 79% de verdadeiros positivos (e.g., 79% da área deslizada). Estes resultados traduzem-se numa AAC de 0,89, valor que atesta a boa capacidade do modelo em discriminar os deslizamentos com idade ≤ 1983 , utilizados na ponderação das variáveis preditivas.

Quando se analisa a curva ROC obtida com o grupo de deslizamentos de validação (Figura 4.12) a capacidade preditiva do modelo diminui significativamente. Através da análise da curva ROC verifica-se que, para os mesmos 20% de falsos positivos o modelo apenas consegue discriminar 51% de verdadeiros positivos (e.g., 51% da área deslizada). A menor capacidade preditiva do mapa de suscetibilidade face ao grupo de deslizamentos de modelação é globalmente expressa por um valor de AAC (0,75), ainda assim o modelo pode ser considerado de razoável/bom quando validado com os deslizamentos ocorridos posteriormente a 1983.

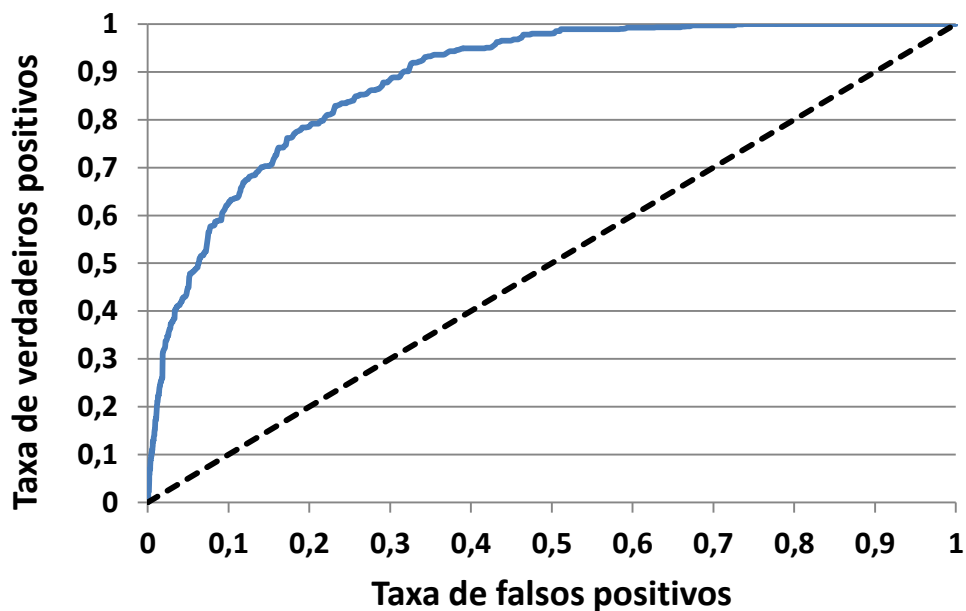


Figura 4.11 - Gráfico da curva ROC para o método do VI elaborada com base no grupo de deslizamentos de modelação.

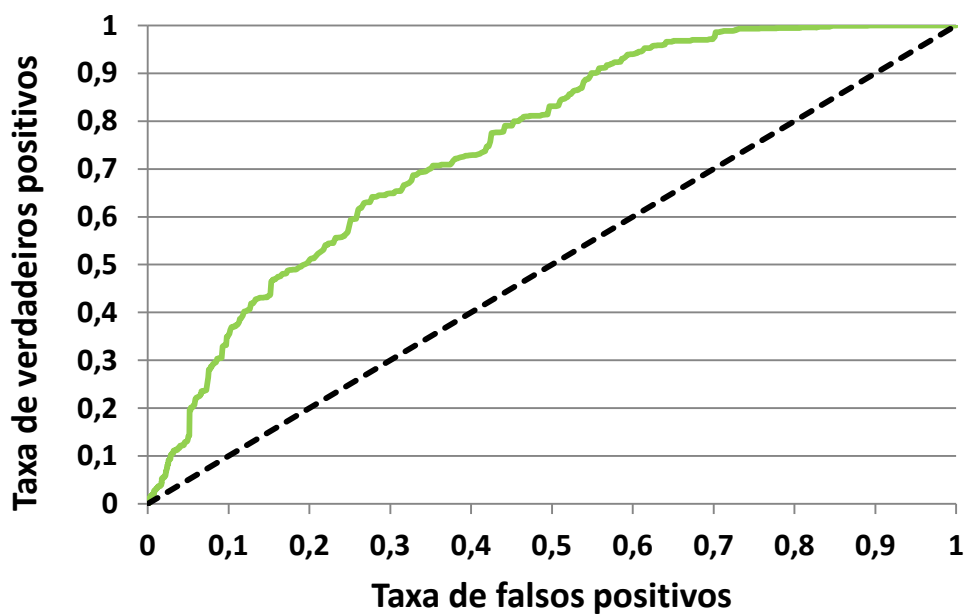


Figura 4.12 - Gráfico da curva ROC para o método do VI elaborada com base no grupo de deslizamentos de validação.

Relativamente à relação entre a área de cada classe e a área deslizada no mapa de suscetibilidade obtido com o método do VI (Tabela 4.11), verifica-se que, devido ao constrangimento das classes de suscetibilidade terem sido determinadas com base nos valores de FS obtidos com o método do Talude Infinito, não ocorre um aumento progressivo da dimensão da área de estudo, desde a classe de suscetibilidade muito

elevada para a classe muito baixa, como seria desejável. A classe de suscetibilidade mais elevada abrange 18% da área de estudo e nela recaem cerca de 49% dos deslizamentos do grupo de validação. Se considerarmos as duas classes que determinam maior suscetibilidade (34,1% da área de estudo) a percentagem de área deslizada predita passa a aproxima-se dos 70%. Neste modelo, a maior incerteza relativamente à determinação da suscetibilidade, com base em validação independente, reside nas classes de suscetibilidade intermédia (baixa e moderada), em particular na classe de suscetibilidade classificada como baixa, mas onde surgem cerca de 15,7% da área deslizada. Outro método de classificação da suscetibilidade não dependente da classificação do modelo de base física, como é o caso, não mudaria a capacidade preditiva global do mapa de suscetibilidade, mas proporcionaria uma leitura diferente da capacidade preditiva de cada classe de suscetibilidade.

Tabela 4.11 - Percentagem de área deslizada (idade >1983, grupo de validação) e da área de estudo presentes em cada classe de suscetibilidade do VI.

Classes de suscetibilidade (<i>scores</i> de VI)	Área de estudo		Área deslizada (grupo de validação)	
	Nº <i>Pixéis</i>	% Área de estudo	Nº <i>Pixéis</i>	% Área de estudo
Muito Elevada (0,33 – 0,54)	99560	18,00	16275	48,98
Elevada (-0,50 – 0,33)	89307	16,15	6775	20,39
Moderada (-1,12 – -0,50)	77542	14,02	3900	11,74
Baixa (-2,04 – - 1,12)	104428	18,88	5200	15,65
Muito Baixa (-8,33 – -2,04)	182182	32,94	1075	3,24
Total	553019	100	33225	100

4.3 Modelo de suscetibilidade de base física

4.3.1 Modelo de espessura de solo

Os 110 pontos de amostragem onde foi possível medir a espessura de solo encontram-se razoavelmente bem distribuídos e refletem a existência de na área de estudo. Procurou-se tanto quanto possível garantir dados de espessura de solo para as diferentes unidades litológicas e para os diferentes contextos morfológicos (topos, vertentes, fundos de vale). A Figura 4.13 ilustra um dos locais de mediação de espessura de solo, com o afloramento à superfície das margas da Abadia.



Figura 4.13 – Localização de um dos locais onde se mediu a espessura do solo.

Como foi referido no capítulo 3, aplicou-se a fórmula desenvolvida por Catani *et al.*, (2010), tendo-se obtido dois mapas de espessura de solo, um com um valor de K_c para cada tipo de litologia (lkc) (Figura 4.14) e outro com um valor de K_c de 4,3, igual para todos os tipos de litologia (tt) (Figura 4.15). Na Figura 4.14 é notório o contraste existente na espessura dos solos que ocorrem nos diferentes tipos de litologias presentes na área de estudo, sendo que, os valores de espessura de solo mais elevados encontram-se na formação de Abadia e os mais baixos na formação de Arranhó. A Figura 4.15 não contempla a diferenciação litológica e a distribuição espacial da espessura do solo reflete fortemente o peso do TPI, sendo os fundos de vale as áreas que registam valores de espessura mais elevados e os topos de vertente as áreas que apresentam um valor de espessura muito baixo. Contudo, a curvatura e o declive também assumem uma importância significativa no resultado final, uma vez que a espessura do solo tende a incrementar nas áreas côncavas e nas áreas de menor declive.

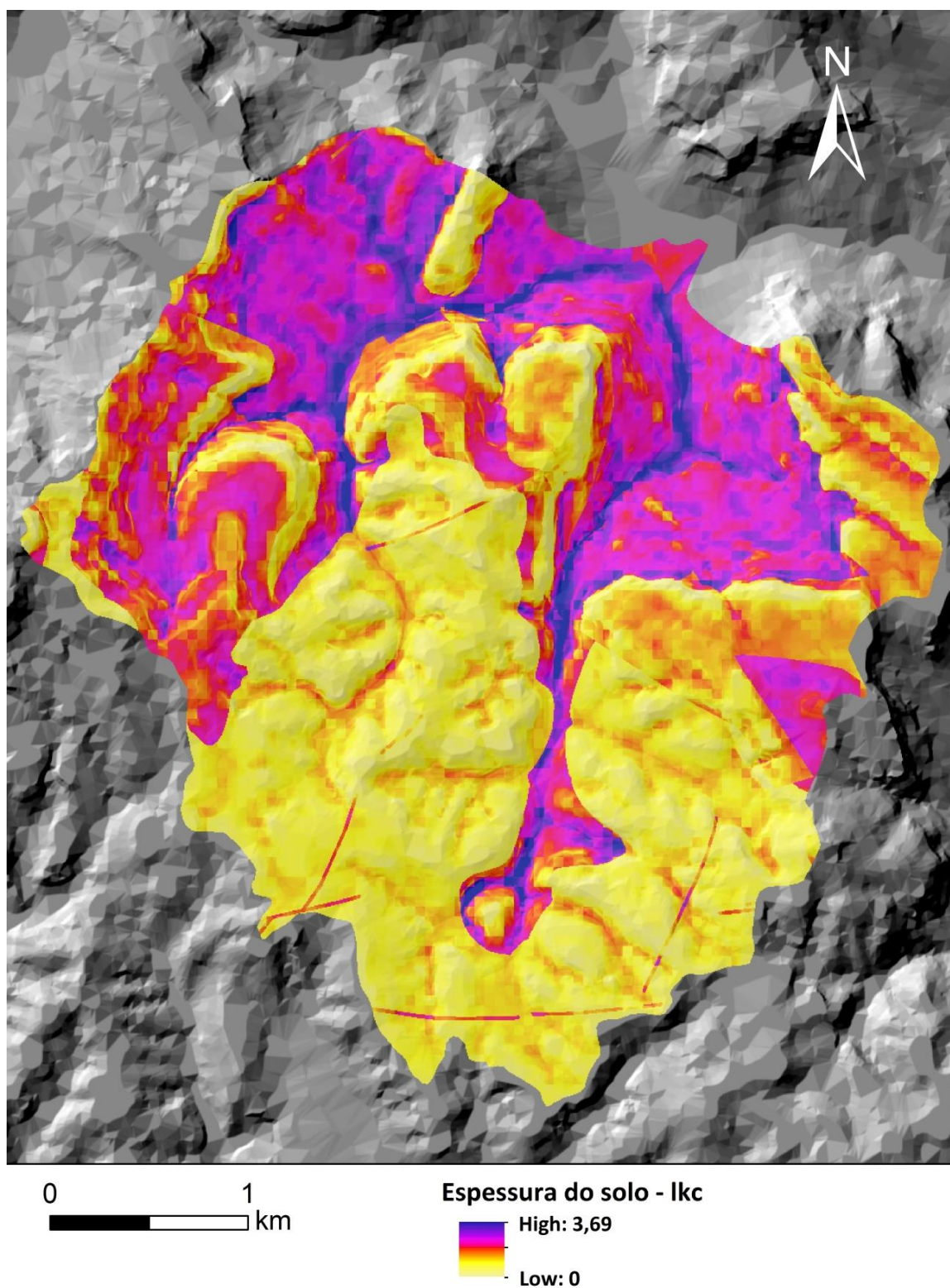


Figura 4.14 – Espessura do solo na área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c para cada tipo de litologia.

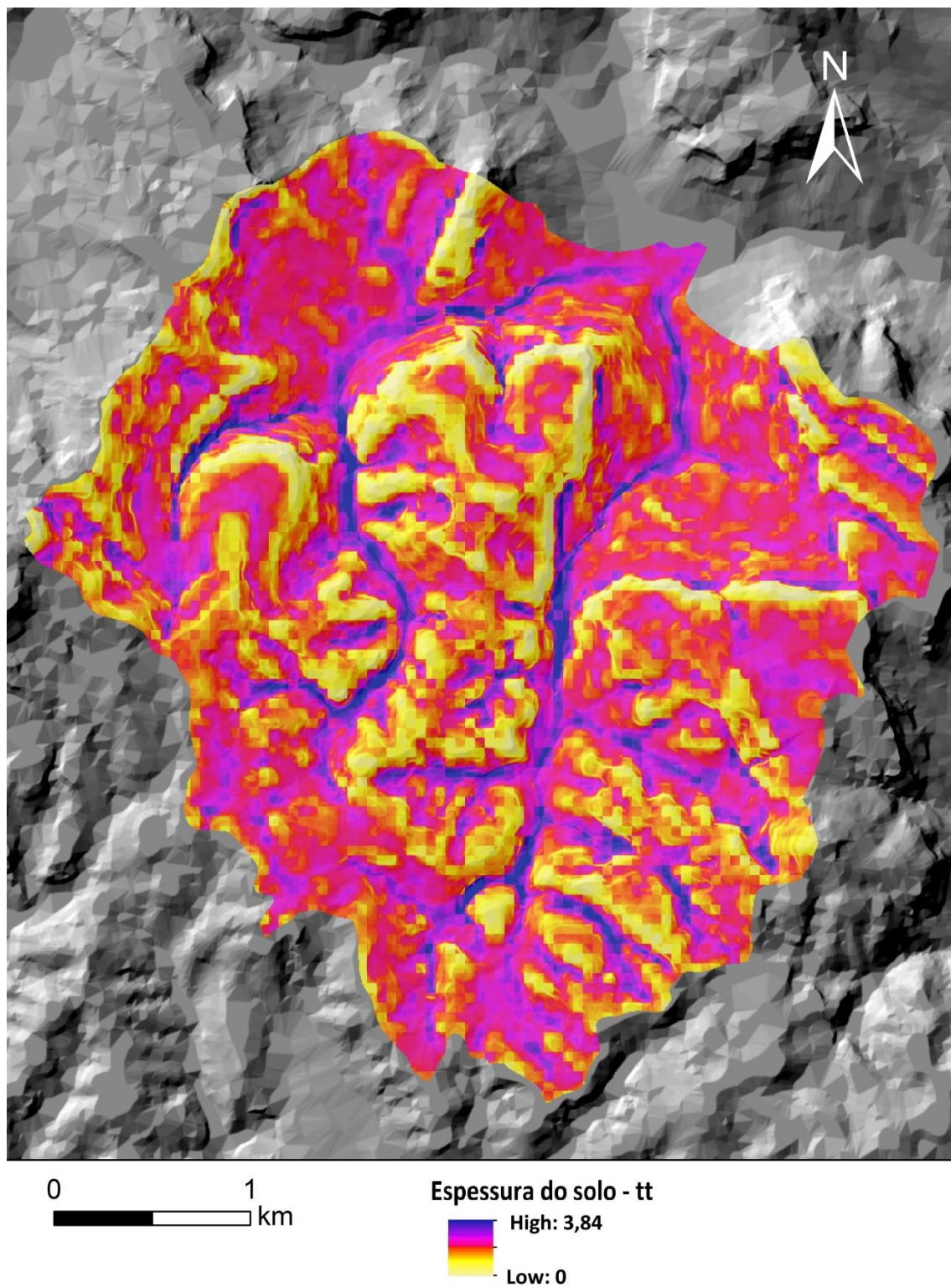


Figura 4.15 – Espessura do solo na área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c constante para a área de estudo.

4.3.2 Modelo hidrológico

A condutividade hidráulica correspondente a cada tipo de textura de solo, de acordo com as propostas de Rawls *et al.*, (1982), encontra-se expressa na Tabela 4.12. Foram identificados 55 tipo de solos, para além das áreas sociais e afloramentos rochosos. Às quatro variedades de solos castanzemes foi atribuído um valor de código -1, que corresponde à ausência de água no solo, num procedimento idêntico ao adotado para as áreas sociais e afloramentos rochosos (ver seção 3.3.2). Os valores da condutividade hidráulica variam entre 5,05 m/dia em luvisolos com textura predominantemente arenosa e 0,0144 m/dia em vertissolos com textura predominantemente argilosa.

Tabela 4.12 - Propriedades texturais e condutividade hidráulica (Rawls *et al.*, 1982) dos tipos de solos presentes na área de estudo.

Código S.R.O.A	Classificação F.A.O	Carta de Solos de Portugal	Textura				Condutividade hidráulica (cm/h)	Condutividade hidráulica (m/dia)
			Argila (%)	Limo + areia fina (%)	Areia grosseira (%)	USDA Soil texture triangle		
Ac	Fluvisolos	Solos incipientes - Aluviosolos modernos, calcários, (para-solos calcários), de textura mediana	11,7	62,1	26,2	Silt Loam	0,68	0,1632
Arc	Afloramentos rochosos	Afloramento rochoso de calcários ou dolomias						-1
Arct	Afloramentos rochosos	Afloramento rochoso de arenitos calcários						-1
Asoc	Área social	Área social						-1
Bc	Vertissolos	Barros pardos, não descabornatados, de arenitos, argilas ou argilosos calcários	45,6	39,1	15,3	Clay	0,06	0,0144
Bc (a)	Vertissolos	Barros pardos, não descabornatados, de arenitos, argilas ou argilosos calcários	45,6	39,1	15,3	Clay	0,06	0,0144
Bc (p)	Vertissolos	Barros pardos, não descabornatados,	45,6	39,1	15,3	Clay	0,06	0,0144

		de arenitos, argilas ou argilosos calcários						
Bca (a)	Vertissolos	Barros pardos, não descabornatados, de arenitos, argilas ou argilosos calcários	45,6	39,1	15,3	<i>Clay</i>	0,06	0,0144
Bvac	Vertissolos	Barros castanho-avermelhados, calcários, pouco descabornatados, de margas ou de tufos vulcânicos, ou de rocha eruptiva básica associada a calcário	53,9	33,7	12,4	<i>Clay</i>	0,06	0,0144
Kb	Castanozemes	Solos mólicos - Castanozemes (não argiluvitados), normais de basalto ou de outras rochas eruptivas básicas						- 1
Kb (p)	Castanozemes	Solos mólicos - Castanozemes (não argiluvitados), normais de basalto ou de outras rochas eruptivas básicas						-1
Kr	Castanozemes	Solos mólicos, castanozemes (não argiluvitados), rendzinas, decarbonatadas						-1
Krc	Castanozemes	Solos mólicos, castanozemes (não argiluvitados), rendzinas, calcárias						-1
Lpt	Cambissolos (litólicos)	Solos litólicos; não húmicos, pouco insaturados, pardos de arenitos finos e grosseiros inter-estratificados	10,9	42,5	46,6	<i>Loam</i>	1,32	0,3168
Pao	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados - solos mediterrâneos; pardos, de materiais não calcários, para-barros, de arenitos finos, argilas ou argilitos	14	31,2	54,8	<i>Sandy</i>	21	5,04

Pao (a)	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados - solos mediterrâneos; pardos, de materiais não calcários, para- barros, de arenitos finos, argilas ou argilitos	14	31,2	54,8	<i>Sandy</i>	21	5,04
Patc	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados; mediterrâneos; pardos, de materiais calcários, normais, de arenitos finos, argilas ou argilitos, calcários	24,8	36,8	36,4	<i>Loam</i>	1,32	0,3168
Patc (a)	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados; mediterrâneos; pardos, de materiais calcários, normais, de não arenitos finos, argilas ou argilitos, calcários	24,8	36,8	36,4	<i>Loam</i>	1,32	0,3168
Pato	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados - solos mediterrâneos; pardos, de materiais não calcários, normais, de arenitos finos, argilas ou argilitos	14	31,2	54,8	<i>Sandy</i>	21	5,04
Pato (a)	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados - solos mediterrâneos; pardos, de materiais não calcários, normais, de arenitos finos, argilas ou argilitos	14	31,2	54,8	<i>Sandy</i>	21	5,04
Pcdc (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, pardos dos climas de regime Xérico, para-Litossolos, de outros calcários compactos	31,6	47,5	20,9	<i>Clay Loam</i>	0,23	0,0552
Pcs	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de	24,4	23,3	49	<i>Sandy Clay Loam</i>	0,43	0,1032

		margas ou materiais afins						
Pcs (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas ou materiais afins	24,4	23,5	49	<i>Sandy Clay Loam</i>	0,43	0,1032
Pcs'	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas ou materiais afins	22	53,5	24,5	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcs' (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas ou materiais afins	22	53,5	24,5	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e calcários compactos inter-estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd'	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas e arenitos finos calcários inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e calcários compactos inter-estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd' (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas e arenitos finos calcários inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd (a, p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e calcários compactos inter-estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632

Pcsd' (a, p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas e arenitos finos calcários inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd (d, p)	Cambissolos (calcários)	Solos Calcários, Pardos dos Climas de Regime Xérico, Normais, de margas e calcários compactos inter-estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e calcários compactos inter-estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcsd' (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas e arenitos finos calcários inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst'	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst' (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632

Pcst (a, p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst' (a, p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico , Para-Barros, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst (d)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico , normais , de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst (d,p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, normais, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico , normais , de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Pcst' (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico , Para-Barros, de margas e arenitos finos inter - estratificados	17,1	57,5	25,4	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Sbc	Coluviosolos	Solos incipientes - Solos de baixas (Coluviosolos), calcários, para-solos calcários, de textura mediana	10,1	48,1	41,8	<i>Loam</i>	1,32	0,3168
Sbc (p)	Coluviosolos		10,1	48,1	41,8	<i>Loam</i>	1,32	0,3168
Spce' (a)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários; pardos dos climas de regime Xérico, para-barros, de materiais coluviados de solos calcários	11,7	62,1	26,2	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Spce' (p)	Cambissolos (calcários)		11,7	62,1	26,2	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Vatc	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados; solos	22,1	54	23,9	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Vatc (a)	Luvissolos		22,1	54	23,9	<i>Silt</i>	0,68	0,1632

		mediterrâneos; vermelhos ou amarelos; de materiais calcários, normais, de arenitos finos, argilas ou argilitos, calcários				<i>Loam</i>		
Vatc (p)	Luvissolos		22,1	54	23,9	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Vato	Luvissolos	Solos argiluvitados pouco insaturados	22,1	54	23,9	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Vato (a)	Luvissolos	- solos mediterrâneos, pardos, de materiais não calcários, normais, de arenitos finos, argilas ou argilitos (de textura franco-argilosa a argilosa)	22,1	54	23,9	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632
Vcd (d)	Luvissolos	Solos argiluvitados; pouco insaturados; solos mediterrâneos; vermelhos ou amarelos; de materiais calcários, normais, de calcários compactos ou dolomias	41	44,3	14,7	<i>Silty Clay</i>	0,09	0,0216
Vcdc	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, vermelhos dos	41	44,3	14,7	<i>Silty Clay</i>	0,09	0,0216
Vcdc (d,p)	Cambissolos (calcários)	climas de Regime Xérico, para-litossolos, de	41	44,3	14,7	<i>Silty Clay</i>	0,09	0,0216
Vcdc (p)	Cambissolos (calcários)	calcários compactos associados a calcários brandos	41	44,3	14,7	<i>Silty Clay</i>	0,09	0,0216
Vcsd (p)	Cambissolos (calcários)	Solos calcários, vermelhos dos climas de Regime Xérico, normais, de margas e calcários duros margosos interestratificados	10,6	60,2	29,2	<i>Silt Loam</i>	0,68	0,1632

A distribuição espacial da precipitação estabelece o potencial de desencadeamento de deslizamentos superficiais (Montgomery e Dietrich, 1994). Deste modo, a precipitação é um fator determinante na ocorrência dos movimentos de vertente; no entanto, a sua ação está dependente do tipo de litologia presente na área de estudo, isto é, a sua ação é

controlada pela maior ou menor resistência à infiltração da água no solo. Na presença de formações impermeáveis verifica-se uma maior acumulação de água nos terrenos sobrejacentes, devido à baixa capacidade de drenar a água, possibilitando dessa forma a instabilidade da vertente, pela grande pressão exercida pela água e, consequentemente, pela perda de resistência efetiva do solo. Quando há presença de áreas permeáveis, a água circula mais facilmente, sendo mais difícil a ocorrência de instabilidades (Teixeira, 2005). Tipicamente, a ocorrência de deslizamentos superficiais é favorecida quando as formações superficiais se encontram saturadas de água.

A transmissividade foi avaliada pela aplicação da equação [3.4] (ver seção 3.3.2), sendo que foram realizados dois exercícios distintos, face à disponibilidade de dois modelos de espessura de solo. A Figura 4.16 mostra a distribuição da transmissividade (m^2/dia) considerando uma constante K_c para cada tipo de litologia, enquanto a Figura 4.17 ilustra a distribuição da transmissividade considerando um valor de K_c igual para todos os tipos litológicos. No primeiro caso os valores de transmissividade variam entre 0 e $13,45 m^2/\text{dia}$, enquanto no segundo caso a variação dos valores de transmissividade é um pouco maior (0 a $16,62 m^2/\text{dia}$).

As Figuras 4.18 e 4.19 representam dois modelos hidrológicos para a área de estudo, o primeiro considerando uma constante K_c para cada tipo de litologia na definição da espessura do solo (Figura 4.18) e o segundo assumindo valor de K_c igual para todos os tipos litológicos (Figura 4.19). As áreas em que $m = 0$ (representadas a verde) coincidem, genericamente, nos dois mapas, correspondendo a áreas impermeáveis (e.g., áreas sociais, afloramentos rochosos, solos castanozemes) e/ou com declives acentuados que, por isso, não retêm água no solo. A situação de saturação do solo, quando $m = 1$, representadas a azul-escuro, é bastante mais extensiva no modelo que considera a constante de calibração (K_c) com um valor fixo para a totalidade da área de estudo. Em contrapartida, o modelo hidrológico que assume um valor de K_c diferenciado para cada tipo litológico parece diferenciar melhor as áreas pouco permeáveis e de declives moderados, que não atingem a saturação, por contraste com as áreas mais deprimidas e planas que tendem a apresentar saturação.

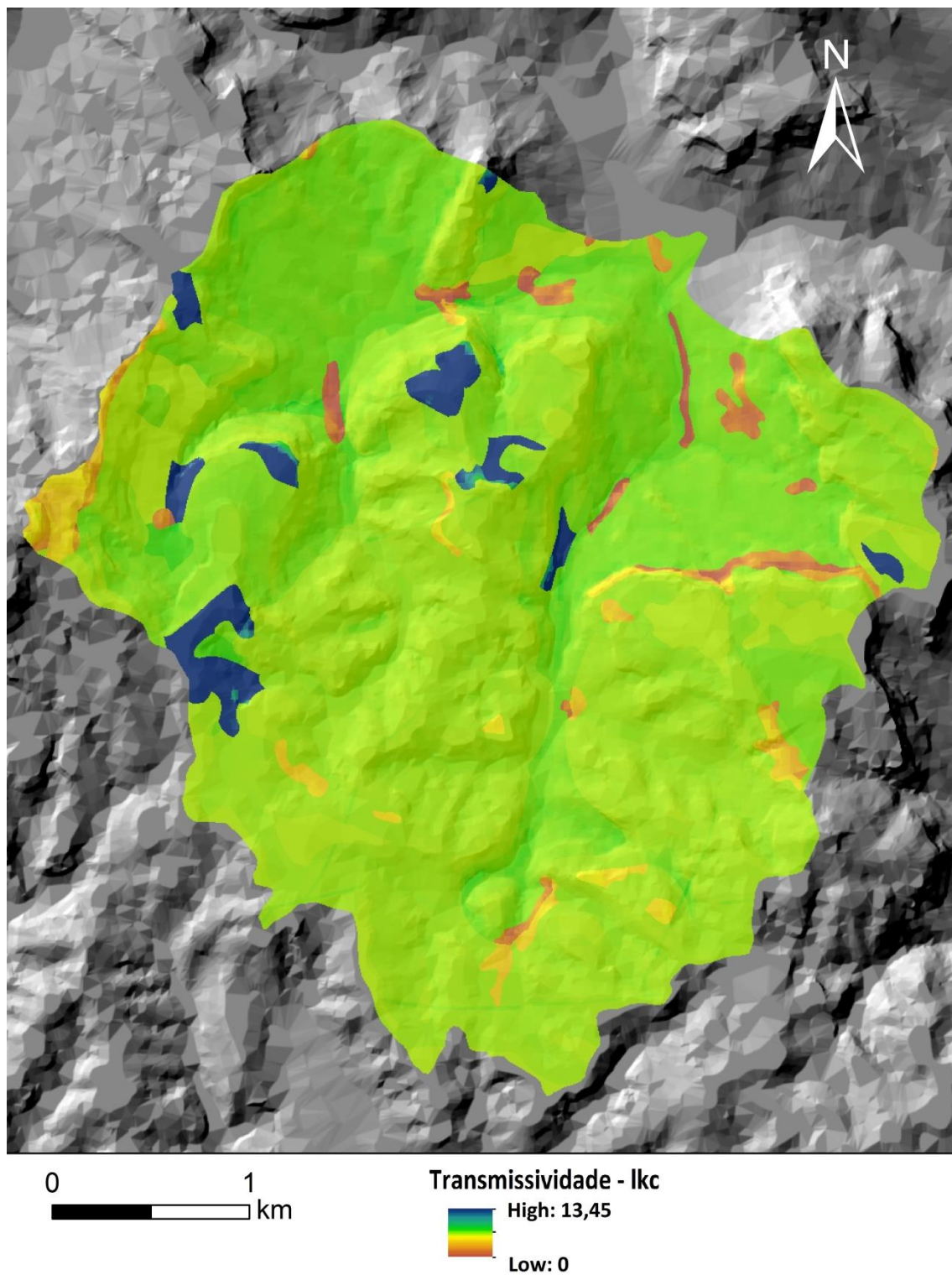


Figura 4.16 – Distribuição da transmissividade na área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c para cada tipo de litologia.

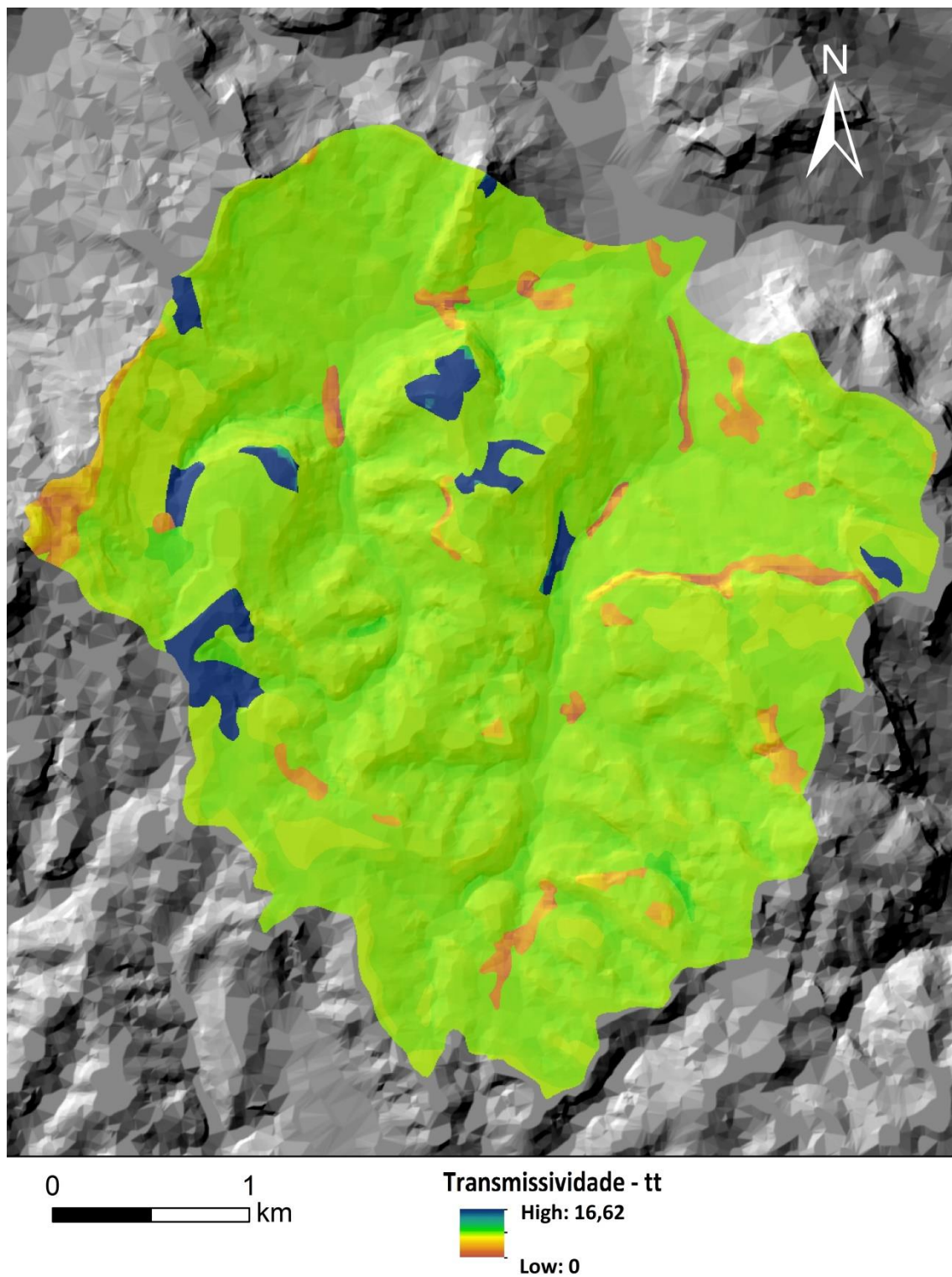


Figura 4.17 – Distribuição da transmissividade na área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c constante para a área de estudo.

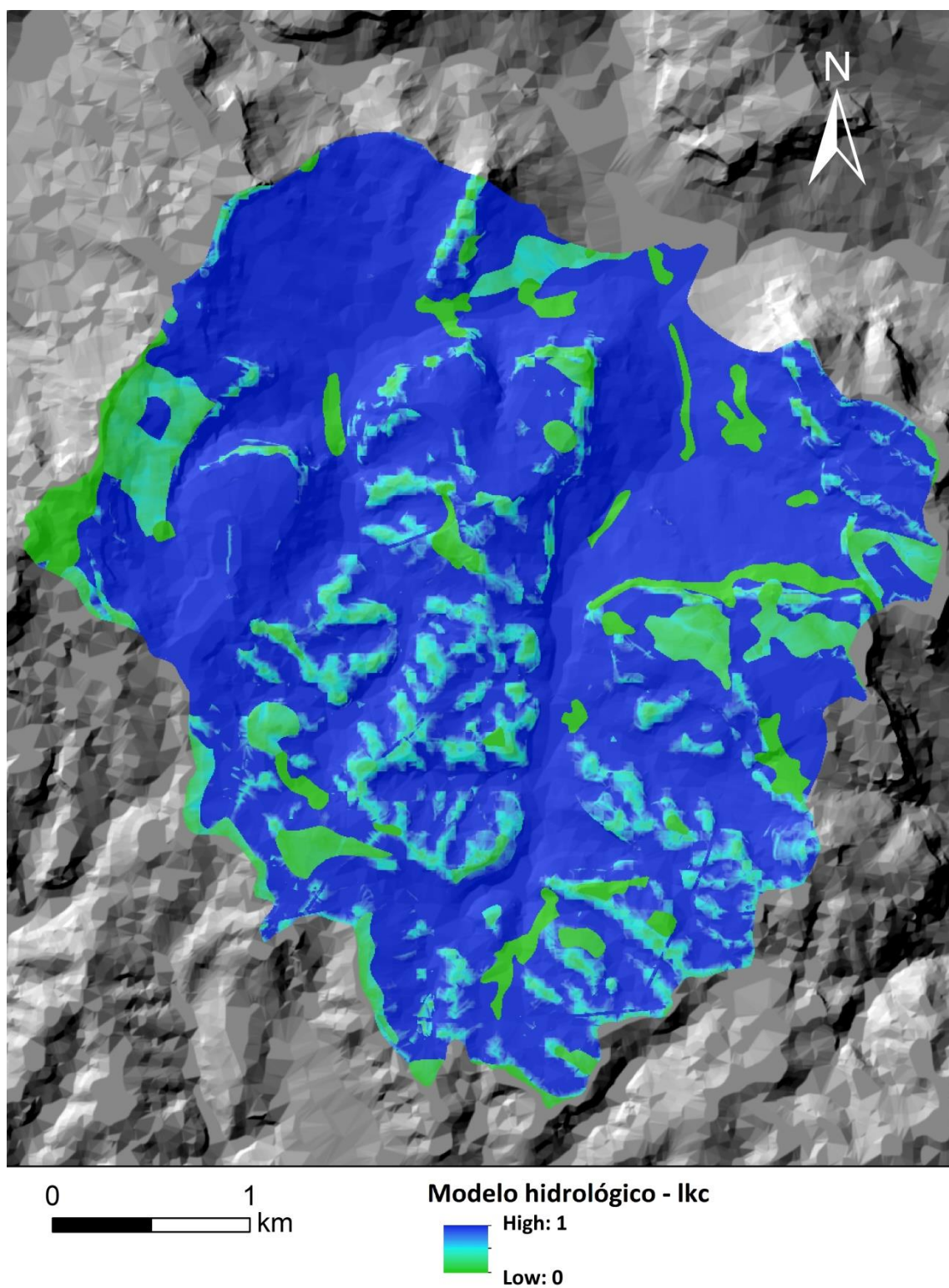


Figura 4.18 – Modelo hidrológico da área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c para cada tipo de litologia.

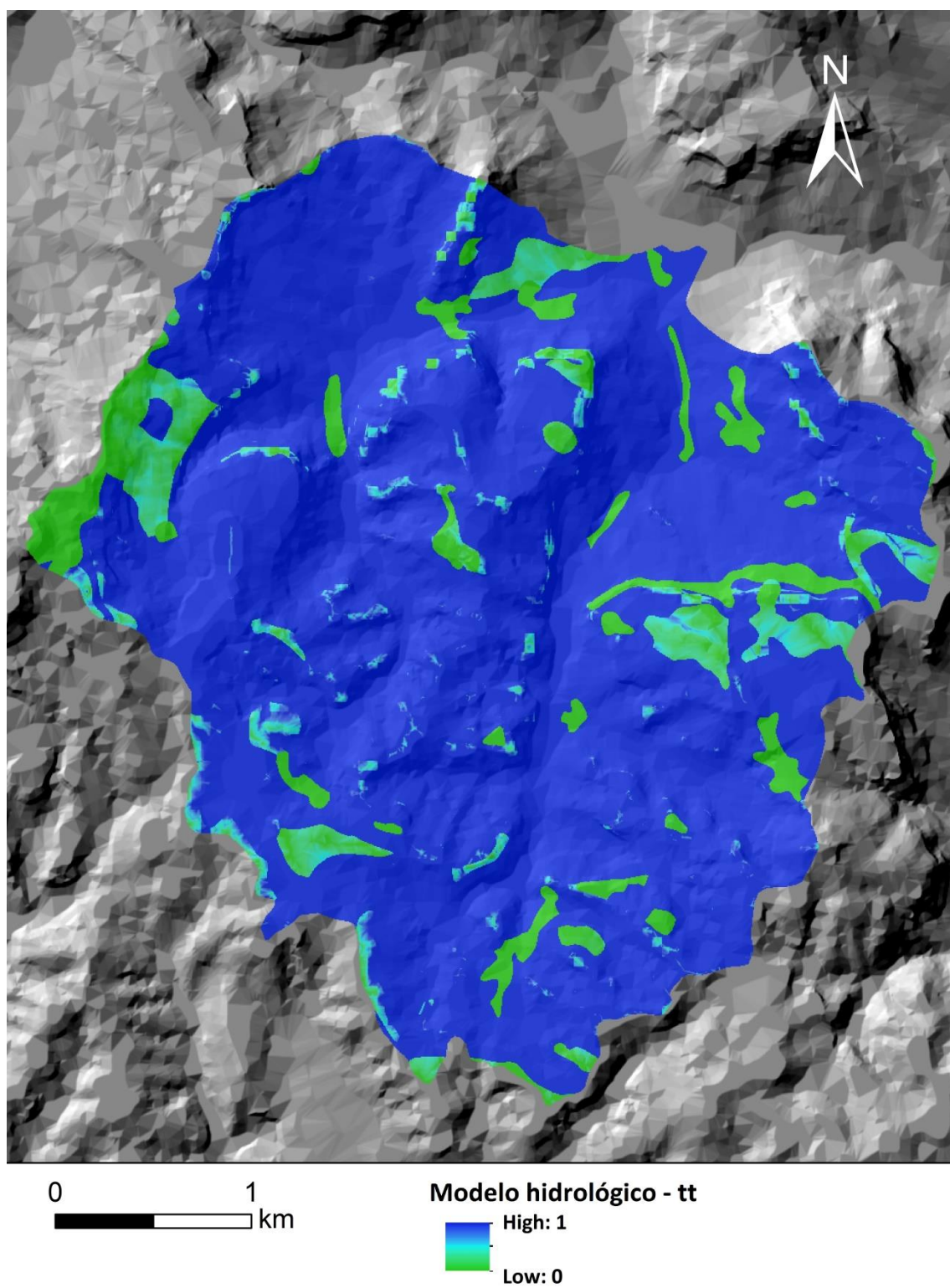


Figura 4.19 – Modelo hidrológico da área de estudo Monfalim – Louriceira com K_c constante para a área de estudo.

4.3.3 Parâmetros geotécnicos das unidades litológicas: coesão do solo e ângulo de atrito interno

Os vários valores de c' e ϕ' testados encontram-se na Tabela 4.13, tendo-se optado, para cada tipo litológico, pelo par de valores que registasse as condições referidas anteriormente (ver capítulo 3, secção 3.3.3) Para as aluviões e os filões e massas utilizaram-se os valores de coesão e de ângulo de atrito determinados por Pimenta (2011), a partir de relatórios técnicos, de ensaios realizados na região e de valores-padrão referenciados na literatura (Fernandes, 1994 *in* Pimenta, 2011; Cernica, 1995 *in* Pimenta, 2011; Jeremias, 2000; Vallejo *et al.*, 2002; Baptista, 2004 *in* Pimenta, 2011). A Tabela 4.14 sintetiza os parâmetros geotécnicos das diferentes unidades litológicas utilizados para efeito de aplicação do modelo determinístico do TI.

Tabela 4.13 - Resultados da retroanálise efetuada para determinação dos valores de coesão do solo (kPa) e de ângulo de atrito interno (graus) para os tipos litológicos existentes na área de estudo. As combinações ideais estão assinaladas a negrito.

Formação de Arranhó						
		FS ≤ 1				
Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	Effective ratio
1	21	213100	1525	8,70	3,92	2,22
1	18	373575	3075	17,55	6,87	2,55
1	17	447450	3975	22,68	8,23	2,76
1	16	534500	4725	26,96	9,83	2,74
1	15	630600	5575	31,81	11,59	2,74
0,5	18	1025000	8100	46,22	18,84	2,45
0,5	17	1195725	9200	52,50	21,98	2,39
0,5	16	1384725	10475	59,77	25,46	2,35
0	23	1194100	9100	51,93	21,95	2,37
0	22	1374675	10025	57,20	25,27	2,26
0	21	1567275	10900	62,20	28,81	2,16

0	20	1773325	12000	68,47	32,60	2,10
0	19	1993175	12950	73,89	36,64	2,02
Formação de Sobral: arenitos e calcários						
		FS ≤1				
Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	<i>Effective ratio</i>
2	15	73975	475	95,00	78,47	1,21
2	16	71425	475	95,00	75,76	1,25
2	17	69000	450	90,00	73,19	1,23
1,5	16	79975	500	100,00	84,83	1,18
1,5	17	77475	475	95,00	82,18	1,16
1,5	18	75050	475	95,00	79,61	1,19
1,5	19	72825	450	90,00	77,25	1,17
1	19	79850	475	95,00	84,70	1,12
1	20	77450	475	95,00	82,15	1,16
1	21	75300	450	90,00	79,87	1,13
1	22	73325	425	85,00	77,78	1,09
Formação de Sobral: pelitos e margas						
		FS ≤1				
Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	<i>Effective ratio</i>
2	15	450675	2025	53,64	18,95	2,83
2	16	380450	1625	43,05	16,00	2,69
2	17	315000	1400	37,09	13,25	2,80
1,5	16	588650	2200	58,28	24,76	2,35
1,5	17	504200	2025	53,64	21,21	2,53
1,5	18	429375	1675	44,37	18,06	2,46
1	18	655825	2200	58,28	27,58	2,11
1	19	567275	1975	52,32	23,86	2,19
1	20	484900	1725	45,70	20,39	2,24
0,5	19	811475	2300	60,93	34,13	1,79
0,5	20	721025	2125	56,29	30,33	1,86
0,5	21	632475	1925	50,99	26,60	1,92
Formação de Amaral: calcários						
		FS ≤1				

Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	<i>Effective ratio</i>
2	15	400500	1375	57,29	17,34	3,30
2	16	368175	1350	56,25	15,94	3,53
2	17	339450	1350	56,25	14,70	3,83
2	18	312450	1300	54,17	13,53	4,00
2	19	286300	1250	52,08	12,40	4,20
2	20	262150	1225	51,04	11,35	4,50
2	21	239725	1150	47,92	10,38	4,62
1	23	485725	1975	82,29	21,04	3,91
1	22	521600	2075	86,46	22,59	3,83
1	21	556625	2150	89,58	24,11	3,72
1	20	595675	2150	89,58	25,80	3,47
1	19	633375	2225	92,71	27,43	3,38
1,5	24	296350	1525	63,54	12,83	4,95
1,5	23	322750	1575	65,63	13,98	4,70
1,5	22	351150	1575	65,63	15,21	4,32
1,5	21	378150	1600	66,67	16,38	4,07
2,5	20	154550	1050	43,75	6,69	6,54
2,5	19	172925	1075	44,79	7,49	5,98
2,5	18	192875	1100	45,83	8,35	5,49
2,5	17	212575	1100	45,83	9,21	4,98
2,5	16	234475	1100	45,83	10,15	4,51
Formação de Amaral: margas						
		FS ≤1				
Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	<i>Effective ratio</i>
0	24	64000	175	100,00	59,11	1,69
0	23	67700	175	100,00	62,53	1,60
0	22	72000	175	100,00	66,50	1,50
1	23	49025	175	100,00	45,28	2,21
1	22	52200	175	100,00	48,21	2,07
1	21	55850	175	100,00	51,58	1,94
1,5	22	43275	175	100,00	39,97	2,50

1,5	21	46300	175	100,00	42,76	2,34
1,5	20	49075	175	100,00	45,32	2,21
2	21	35775	150	85,71	33,04	2,59
2	20	39475	175	100,00	36,46	2,74
2	19	43125	175	100,00	39,83	2,51
3	20	18425	125	71,43	17,02	4,20
3	19	20875	150	85,71	19,28	4,45
3	18	23175	150	85,71	21,40	4,00
Formação de Abadia						
		FS ≤1				
Coesão (kPa)	Ângulo de atrito (°)	Área de estudo	Área deslizada	% Área deslizada	% Área de estudo	<i>Effective ratio</i>
0	19	1578225	1225	44,55	47,86	0,93
0	20	1393750	1225	44,55	42,27	1,05
0	21	1226475	1225	44,55	37,19	1,20
0	22	1069775	1225	44,55	32,44	1,37
0	23	930775	1225	44,55	28,23	1,58
0,5	22	781525	1225	44,55	23,70	1,88
0,5	21	908325	1225	44,55	27,55	1,62
0,5	20	1043150	1225	44,55	31,64	1,41
0,5	19	1197575	1225	44,55	36,32	1,23
1	21	649000	1200	43,64	19,68	2,22
1	20	753750	1225	44,55	22,86	1,95
1	19	877550	1225	44,55	26,61	1,67
1	18	1012475	1225	44,55	30,70	1,45
1,5	20	530000	1150	41,82	16,07	2,60
1,5	19	620700	1200	43,64	18,82	2,32
1,5	18	721400	1225	44,55	21,88	2,04
2	19	430575	1125	40,91	13,06	3,13
2	18	502000	1125	40,91	15,22	2,69
2	17	587375	1175	42,73	17,81	2,40

Tabela 4.14 - Parâmetros geotécnicos de resistência (coesão e ângulo de atrito interno) dos tipos litológicos existentes na área de estudo, definidos por retroanálise.

Tipo litológico	Coesão (kPa)	Ângulo de atrito interno (°)
Aluviões *	3,0	19
Formação de Arranhó	0,5	17
Formação de Sobral: arenitos e calcários	2,0	16
Formação de Sobral: pelitos e margas	2,0	15
Formação de Amaral: calcários	1,5	24
Formação de Amaral: margas	3,0	19
Formação de Abadia	2,0	19
Filões e massas*	50	35

* Valores obtidos diretamente de Pimenta (2011)

4.3.4 Mapas de suscetibilidade e sua validação

As Figuras 4.20 e 4.21 representam dois mapas de suscetibilidade a deslizamentos superficiais produzidos com o método determinístico do Talude Infinito, o primeiro considerando uma constante K_c para cada tipo de litologia na definição da espessura do solo (Figura 4.20) e o segundo assumindo valor de K_c igual para todos os tipos litológicos (Figura 4.21). Ambos os mapas foram classificados em cinco classes de suscetibilidade qualitativas (muito elevada, elevada, moderada, baixa e muito baixa), que correspondem, respetivamente, aos seguintes intervalos do FS: ≤ 1 ; 1 – 1,25; 1,25 – 1,5; 1,5 – 2; > 2 .

O modelo de suscetibilidade que assume um valor de K_c para cada tipo de litologia gera uma classe de suscetibilidade com FS ≤ 1 espacialmente mais restrita (17,9% da área total). Esta classe valida 53,4% dos deslizamentos superficiais do grupo de validação, o que se traduz numa *effective ratio* de 2,98 (Tabela 4.15). Em contrapartida, o modelo de suscetibilidade que considera a mesma constante K_c para todos os tipos litológicos produz um resultado mais conservador, uma vez que 29,1% da área total apresenta FS ≤ 1 . Esta classe abrange 74,9% dos deslizamentos superficiais do grupo de validação, o que se traduz numa *effective ratio* de 2,58 (Tabela 4.16). Refira-se que o principal incremento da área com FS ≤ 1 na Figura 4.23, por comparação com a Figura 4.24, verifica-se em especial na parte sul das sub-bacias que constituem a área de estudo, onde aflora a formação de Arranhó.

As classes de suscetibilidade elevada ($FS = 1 - 1,25$) e moderada ($FS = 1,25 - 1,5$) apresentam, igualmente, *effective ratios* mais elevados no mapa produzido com K_c diferenciado para cada tipo de litologia (Tabelas 4.15 e 4.16), o que constitui um indicador da maior qualidade do modelo preditivo.

Tabela 4.15 - Classes de suscetibilidade e correspondentes *effective ratios* obtidas com o método do Talude Infinito e com K_c para cada tipo de litologia.

Talude Infinito - lkc					
Classes de suscetibilidade (valores de Fator de Segurança)	Nº <i>Pixéis</i> de área de estudo	% Área de estudo	Nº <i>Pixéis</i> de área deslizada (idade >1983)	% Área deslizada	<i>Effective ratio</i>
Muito Elevada (0,37 – 1)	99173	17,93	17725	53,35	2,98
Elevada (1 – 1,25)	88746	16,05	9875	29,72	1,85
Moderada (1,25 – 1,5)	77751	14,06	3875	11,66	0,83
Baixa (1,5 – 2)	104887	18,97	1250	3,76	0,20
Muito Baixa (2 – 5)	182462	32,99	500	1,50	0,05
Total	553019	100	33225	100	

Tabela 4.16 - Classes de suscetibilidade e correspondentes *effective ratios* obtidas com o método do Talude Infinito e com K_c constante para a área de estudo.

Talude Infinito - tt					
Classes de suscetibilidade (valores de Fator de Segurança)	Nº <i>Pixéis</i> de área de estudo	% Área de estudo	Nº <i>Pixéis</i> de área deslizada (idade >1983)	% Área deslizada	<i>Effective ratio</i>
Muito Elevada (0,26 – 1)	160792	29,08	24900	74,94	2,58
Elevada (1 – 1,25)	86539	15,65	5275	15,88	1,01
Moderada (1,25 – 1,5)	69860	12,63	2250	6,77	0,54
Baixa (1,5 – 2)	89765	16,23	475	1,43	0,09
Muito Baixa (2 – 5)	146063	26,41	325	0,98	0,04
Total	553019	100	33225	100	

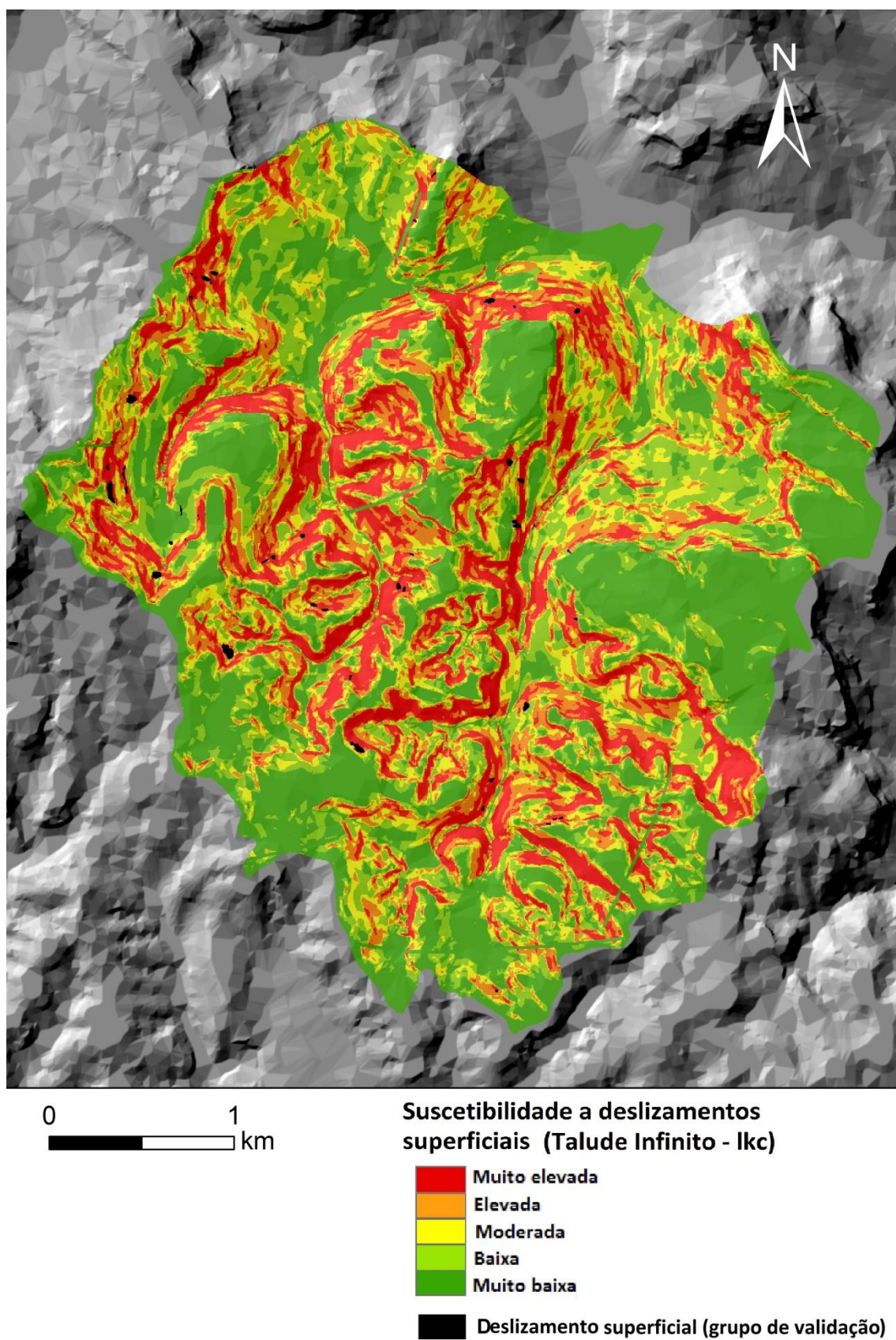


Figura 4.20 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito e com K_c para cada tipo de litologia.

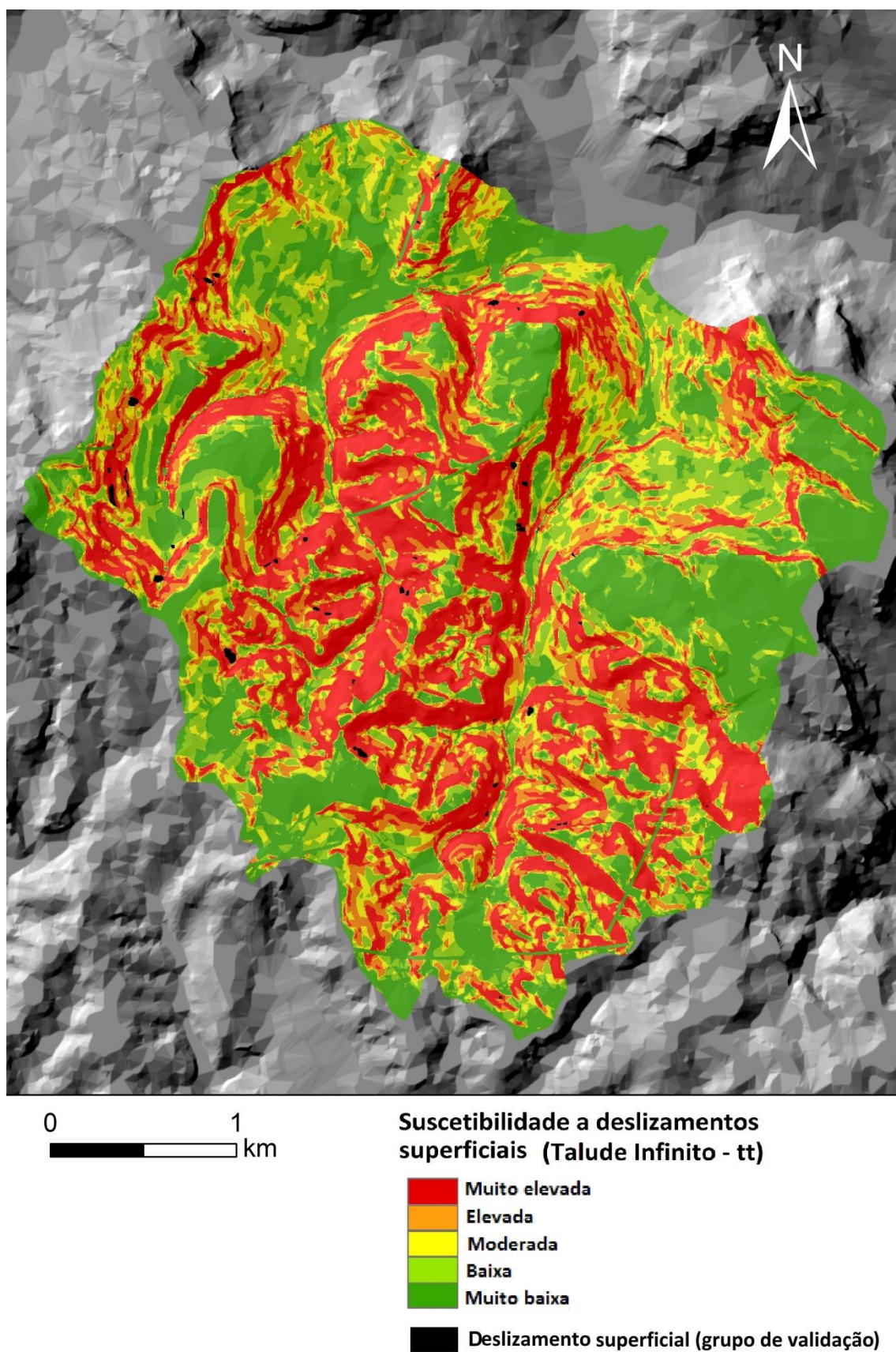


Figura 4.21 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito e com K_c constante para a área de estudo.

A Figura 4.22 ilustra duas curvas ROC de predição, construídas a partir do confronto dos mapas de suscetibilidade representados nas Figuras 4.20 e 4.21 com a distribuição espacial dos deslizamentos superficiais do grupo de validação. As duas curvas são semelhantes e as AAC obtidas atestam a qualidade global dos modelos preditivos. No entanto, o mapa que utiliza uma diferenciação de K_c apresenta uma AAC ligeiramente superior (0,81), quando comparada com o mapa que usa uma constante de K_c (0,79). Deste modo, é lícito concluir que o mapa de suscetibilidade gerado pelo método determinístico do Talude Infinito com diferenciação de K_c é o que produz melhores resultados na avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo.

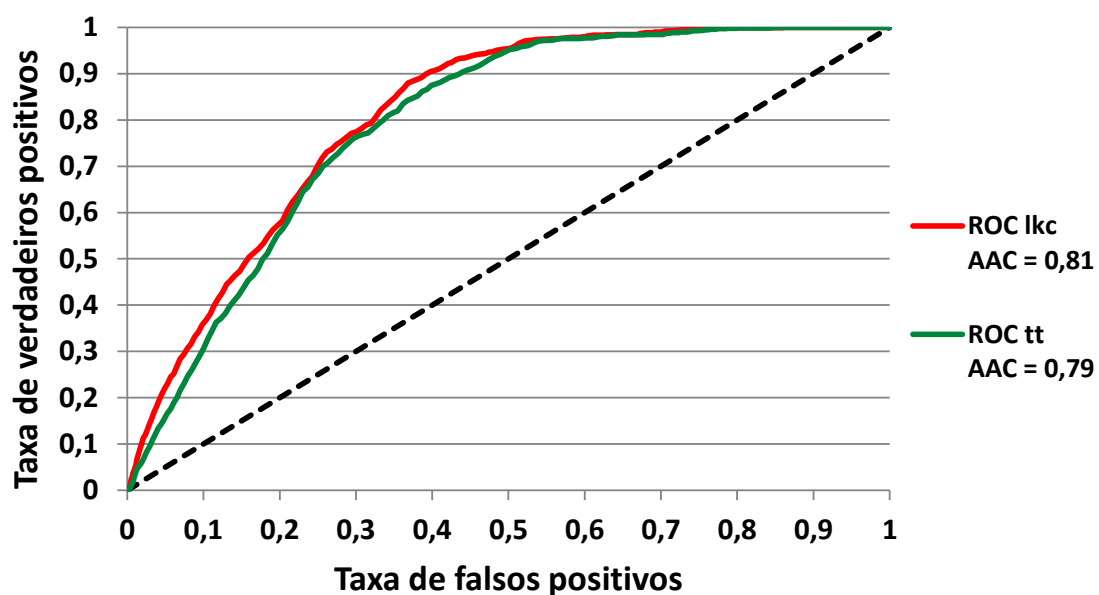


Figura 4.22 – Curvas ROC de predição para o método do Talude Infinito com K_c para cada tipo de litologia (lkc) e com K_c constante para a área de estudo (tt).

4.3.5 Análise da sensibilidade dos modelos do Talude Infinito à variação da água no solo

Como referido no capítulo 2, os deslizamentos na região a norte de Lisboa são, no essencial, desencadeados pela precipitação, o que se confirma pela associação dos eventos de instabilidade a períodos de chuva intensa em poucos dias ou abundante e prolongada durante várias semanas, geralmente no outono e no inverno.

Adicionalmente, verifica-se no terreno uma total ausência de sinais de instabilidade no decurso do verão, em reflexo da secura que caracteriza esta estação na área de estudo. A situação característica no decurso do verão pode ser assumida como de ausência de água no solo ($m = 0$). Neste contexto, foram efetuados dois mapas de suscetibilidade a deslizamentos superficiais com o método determinístico do TI, considerando inexistência de água no solo ($m = 0$).

As Figuras 4.23 e 4.24 mostram os resultados obtidos, admitindo uma constante K_c para cada tipo de litologia e assumindo valor de K_c igual para todos os tipos litológicos, respetivamente. Atendendo ao que ficou dito atrás, num modelo ideal, o mapa de suscetibilidade com $m = 0$ não deveria gerar resultados inferiores ou iguais à unidade para o FS. Da análise dos dois mapas de suscetibilidade, é evidente que a área de estudo com $FS \leq 1$ do modelo que discrimina a constante K_c para os diferentes tipos litológicos é mais reduzida (2,25% do total) por comparação com o modelo que utiliza um único K_c (5,27% do total), o que o confirma como o melhor modelo determinístico de suscetibilidade a deslizamentos superficiais para a área de estudo. A fração de área classificada nos modelos com $FS \leq 1$ em situação de ausência de água no solo pode ser utilizada como indicador de erro da aplicação dos modelos. Registe-se que a maior parte destes erros ocorre na litologia da formação de Arranhó, o que indicia que os respetivos parâmetros de resistência (coesão e/ou ângulo de atrito interno) poderão estar subavaliados.

A Tabela 4.17 sistematiza os parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito interno) que garantem a inexistência de células com $FS \leq 1$ em qualquer das unidades litológicas presentes na área de estudo, quando $m = 0$. Como seria de esperar, estes valores são menos conservadores do que os que foram considerados na realização dos mapas de suscetibilidade com o método determinístico, que se encontram igualmente expressos na Tabela, para facilitar a comparação. Não considerando as aluviões e os filões e massas que nunca registam $FS \leq 1$ e não apresentam deslizamentos, o incremento da coesão é nulo nas margas de Amaral, de 0,5 kPa na formação de Arranhó, de 1,5 kPa nos calcários de Amaral e de 2,0 kPa nas formações do Sobral e da Abadia. O ângulo de atrito interno mantém-se nos calcários de Amaral e incrementa entre 2° e 10° nas restantes unidades litológicas, com destaque para a formação de Arranhó que apresenta o incremento maior (de 17° para 27°).

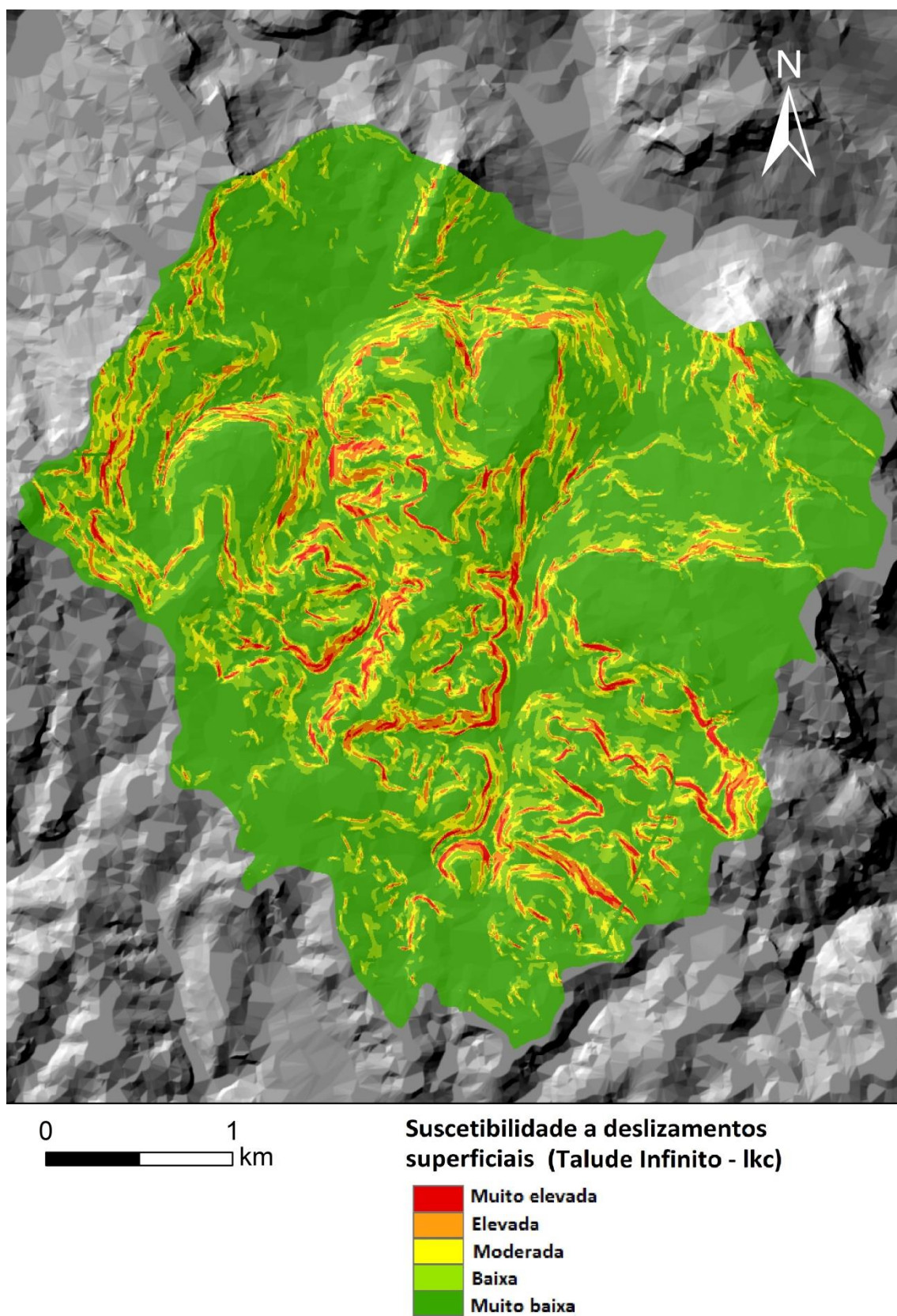


Figura 4.23 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito, com $m = 0$ e com K_c para cada tipo de litologia.

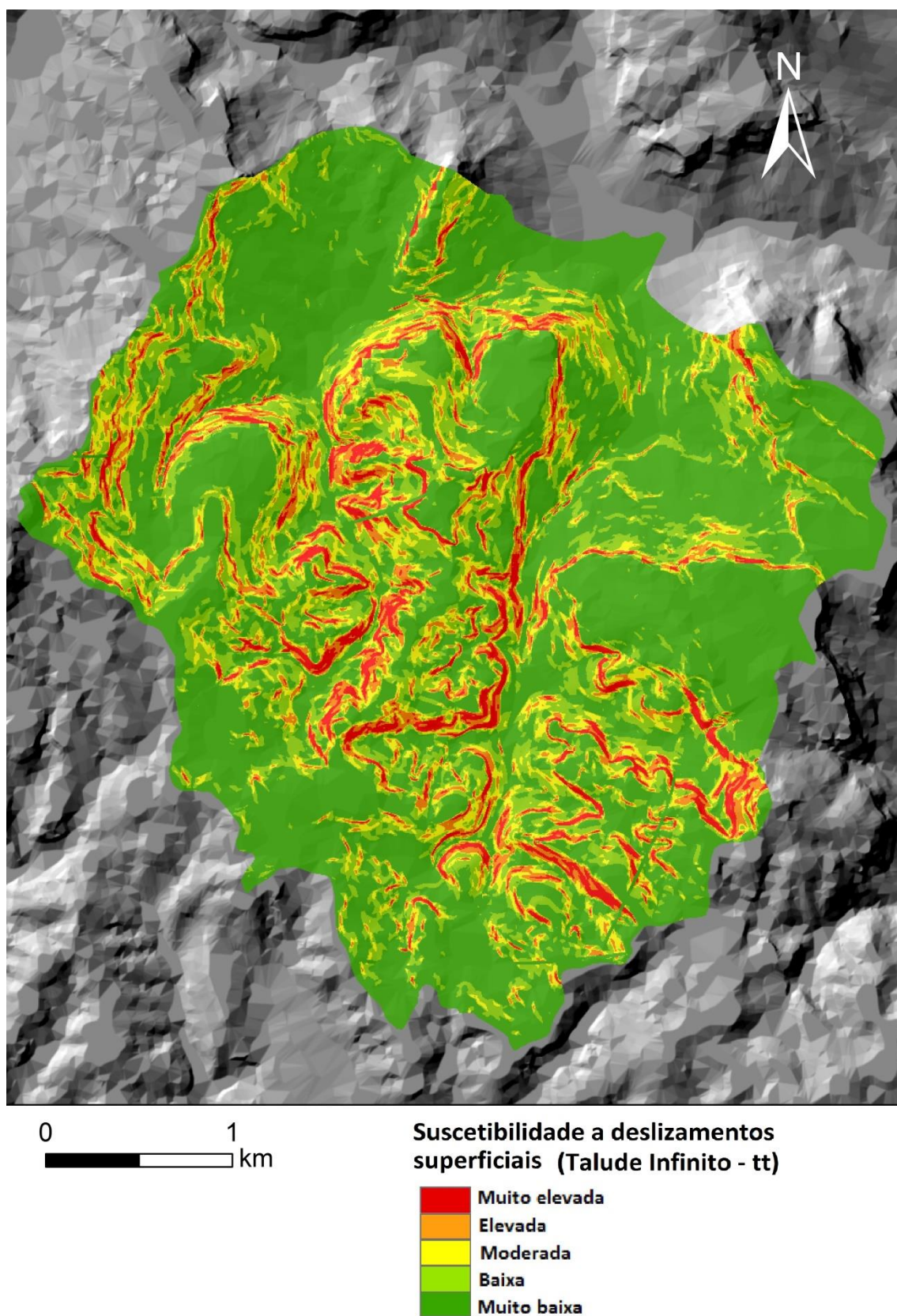


Figura 4.24 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfelim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito com $m = 0$ e com K_c constante para a área de estudo.

Tabela 4.17 - Parâmetros geotécnicos de resistência (coesão e ângulo de atrito interno) dos tipos litológicos, que garantem $FS > 1$ em toda a área de estudo em situação de ausência de água no solo ($m = 0$). Entre parêntesis estão os valores considerados na modelação nesta dissertação, para comparação).

Tipo litológico	Coesão (kPa)	Ângulo de atrito interno (°)
Aluviões	3,0 (3,0)	19 (19)
Formação de Arranhó	1,0 (0,5)	27 (17)
Formação de Sobral: arenitos e calcários	4,0 (2,0)	22 (16)
Formação de Sobral: pelitos e margas	4,0 (2,0)	19 (15)
Formação de Amaral: calcários	3,0 (1,5)	24 (24)
Formação de Amaral: margas	3,0 (3,0)	21 (19)
Formação de Abadia	4,0 (2,0)	22 (19)
Filões e massas	50 (50)	35 (35)

A Figura 4.25 mostra o mapa de suscetibilidade elaborado com o método do TI, considerando uma constante K_c para cada tipo litológico e a existência de água no solo, e incorporando os parâmetros geotécnicos para as unidades litológicas que garantem a inexistência de células com $FS \leq 1$ quando $m = 0$. A área classificada como instável (e.g., com $FS \leq 1$) corresponde a apenas 1,3% da superfície total e valida somente 8,1% dos deslizamentos do grupo de validação. Pese embora a elevada *effective ratio* desta classe (6,23), a fração de deslizamentos validada é demasiado baixa, pelo que é lícito concluir que os parâmetros geotécnicos considerados (ver Tabela 4.17) são demasiado elevados para exprimir a suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo.

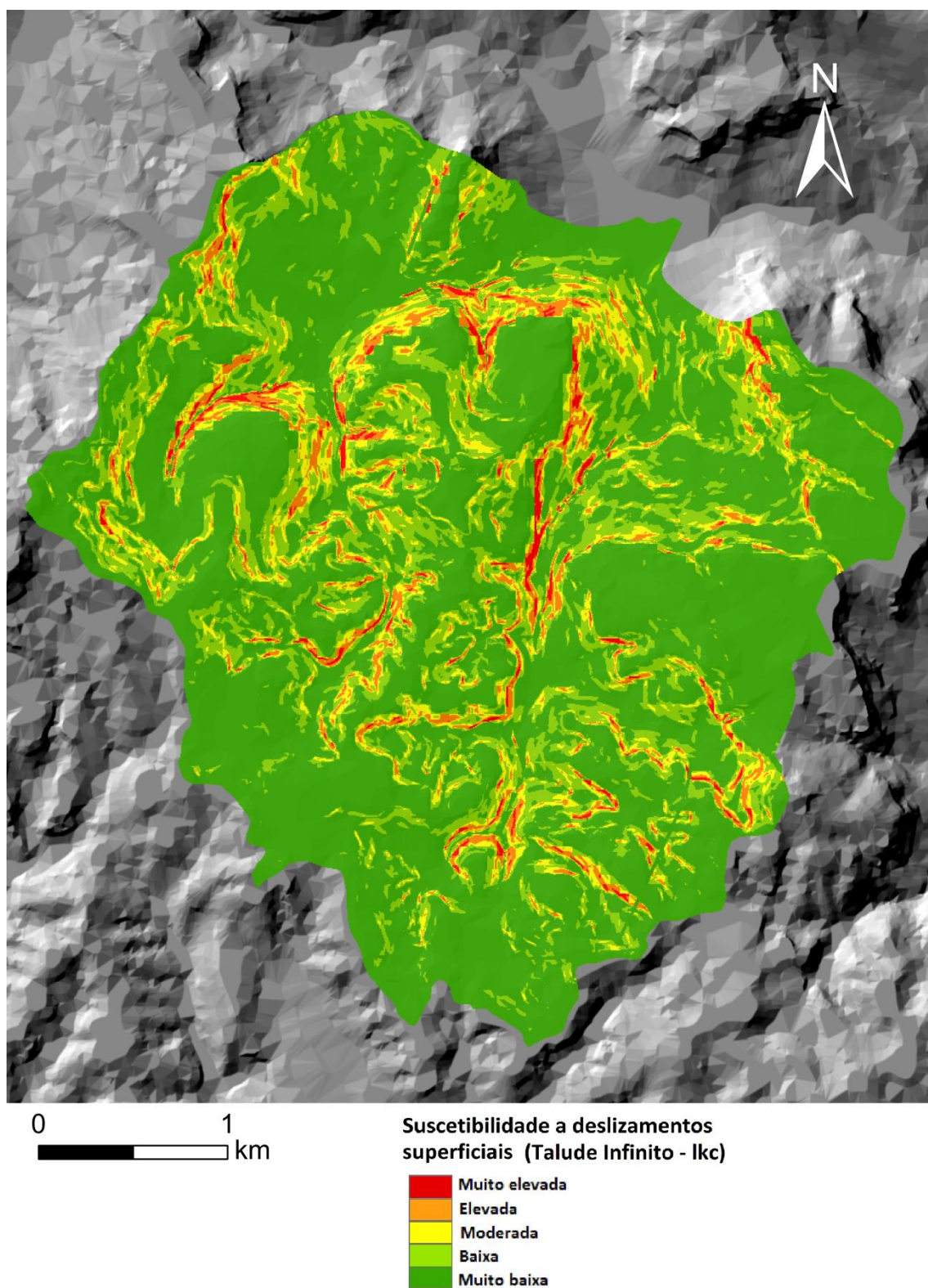


Figura 4.25 – Mapa de suscetibilidade a deslizamentos superficiais na área de estudo Monfalim – Louriceira obtido com o método do Talude Infinito, com K_c para cada tipo de litologia, com os parâmetros geotécnicos expressos na Tabela 4.17 e considerando a existência de água o solo.

4.4 Comparação dos modelos de suscetibilidade

Como ficou demonstrado na secção anterior, o melhor mapa de suscetibilidade gerado pelo método determinístico do TI baseia-se num mapa de espessura de solo com constante K_c consoante o tipo de litologia. Deste modo, é esse o mapa que é considerado para efeitos de comparação e integração dos modelos nesta secção e na secção seguinte.

A comparação entre o mapa de suscetibilidade elaborado com base no método do VI (Figura 4.10) e o mapa de suscetibilidade efetuado com o método do TI (Figura 4.20) mostra que, espacialmente, a classificação da suscetibilidade difere substancialmente em função do método utilizado. Com efeito, o valor do coeficiente Kappa é apenas de 0,23, o que significa que a concordância espacial é moderada. No entanto, as AAC ROC de predição (Figura 4.26) confirmam que os dois modelos apresentam boa capacidade preditiva, com vantagem para o método determinístico, o que é atestado por uma AAC de 0,81, razoavelmente acima da AAC de 0,75 correspondente ao método do estatístico.

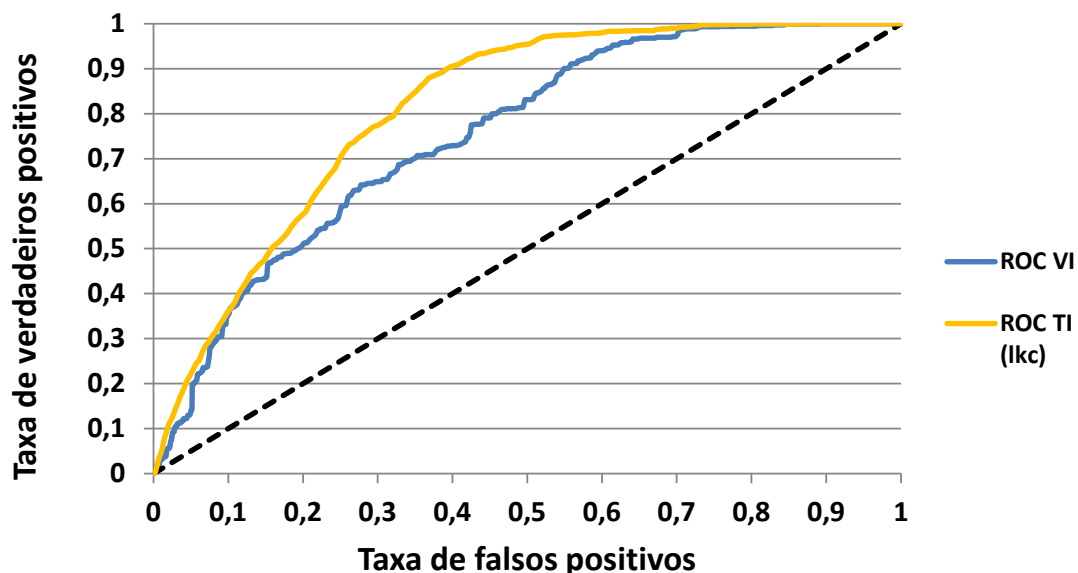


Figura 4.26 – Comparação das curvas ROC de predição do método do VI e do método do TI com K_c para cada tipo de litologia (lkc).

Os *effective ratio* das classes de suscetibilidade obtidas com os dois métodos confirmam, igualmente, a melhor qualidade do método determinístico (Tabela 4.18). Com efeito, o modelo do TI tem *effective ratios* mais elevados nas classes de

suscetibilidade muito elevada e elevada e mais baixos nas classes de suscetibilidade baixa e muito baixa, o que, em ambos os casos, é indicador de boa capacidade preditiva.

Tabela 4.18 - *Effective Ratio* das classes de suscetibilidade definidas pelos métodos do Valor Informativo e do Talude Infinito.

Classes de suscetibilidade	Método do Valor Informativo	Método do Talude Infinito
Muito Elevada	2,72	2,98
Elevada	1,26	1,85
Moderada	0,84	0,83
Baixa	0,83	0,20
Muito Baixa	0,10	0,05

Apesar da melhor qualidade do mapa de suscetibilidade produzido com o método do TI, os resultados obtidos atestam a boa capacidade preditiva de ambos os modelos, pese embora o já referido desacordo na distribuição espacial das classes de suscetibilidade mais elevadas, o que indicia que cada mapa será mais apto para validar um conjunto específico de deslizamentos.

A comparação dos dois mapas de suscetibilidade é ilustrada na Figura 4.27 e na Tabela 4.19, demonstrando o nível de concordância espacial (cerca de 40% no total) entre as cinco classes de suscetibilidade de ambos os mapas, que abrangem, como já foi referido, áreas idênticas. Sempre que o valor é 0, significa que a unidade de terreno foi classificada na mesma classe de suscetibilidade em ambos os mapas, isto é, em concordância. Quando os valores são negativos, significa que se verifica nessa unidade de terreno uma diminuição da suscetibilidade face ao mapa inicial (mapa do TI), sendo esta tanto mais negativa quanto maior for a dispersão da classe de suscetibilidade, isto é, um valor de -4 significa, que essa unidade de terreno foi classificada como a classe de suscetibilidade mais elevada com o TI e com a classe de suscetibilidade mais baixa pelo VI. Quando os valores são positivos, constata-se um incremento na classe de suscetibilidade no mapa do VI por comparação com o mapa do TI, sendo este tanto maior quanto maior for a dispersão da classe de suscetibilidade. Ou seja, um valor de 4 significa, que essa unidade de terreno foi classificada como classe de suscetibilidade mais baixa com o TI e como classe de suscetibilidade mais elevada no VI.

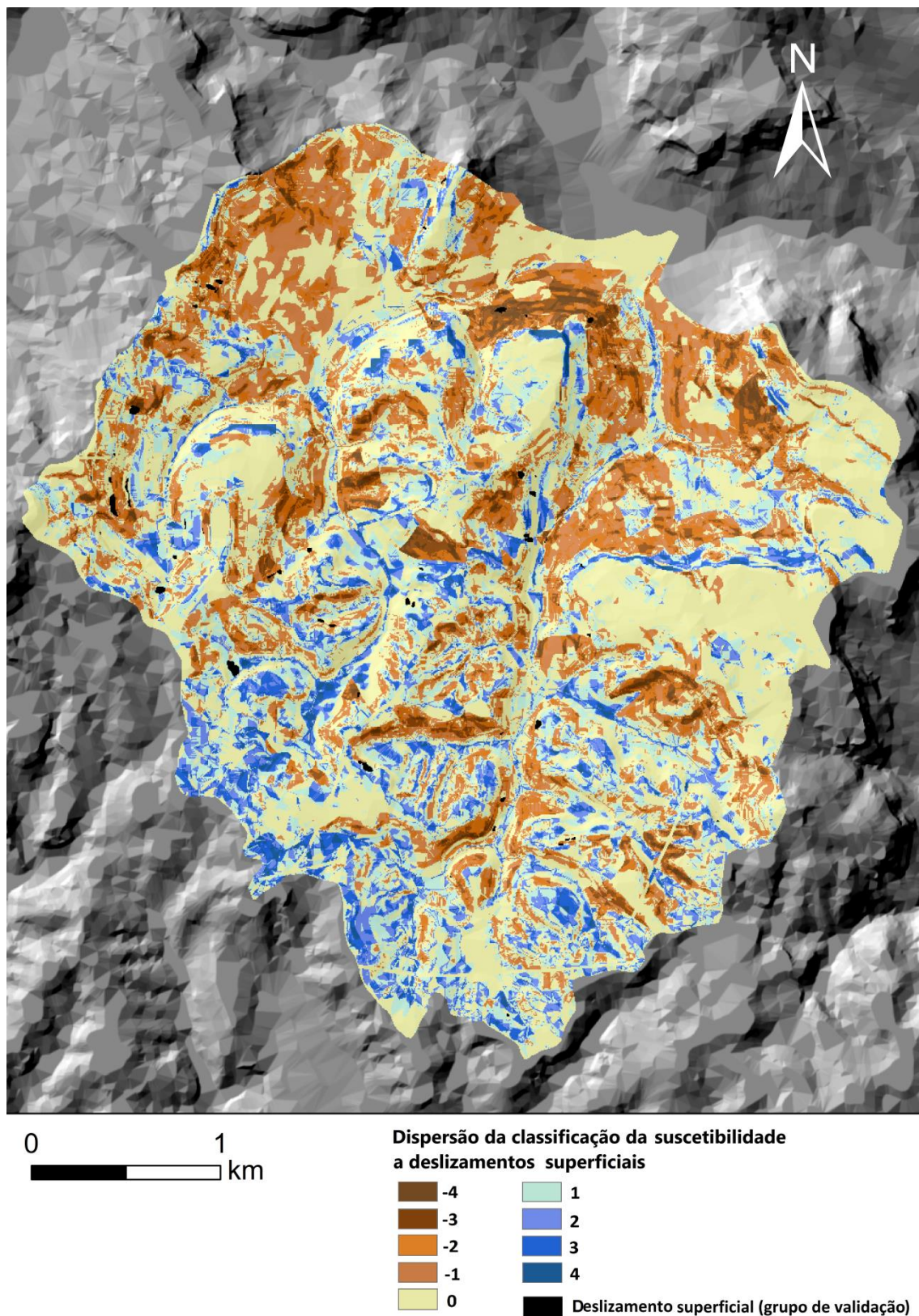


Figura 4.27 -Dispersão da classificação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais resultante da comparação dos mapas classificados produzidos com o método do Talude Infinito (mapa de referência) e com o método do Valor Informativo.

Tabela 4.19 - Representatividade das classes de dispersão da classificação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais.

Classes	Nº <i>pixéis</i> de área de estudo	% Área de estudo
-4	6191	1,12
-3	21515	3,89
-2	44738	8,09
-1	92307	16,69
0	220580	39,89
1	92234	16,68
2	45122	8,16
3	23849	4,31
4	6483	1,17
Total	553019	100

Apesar da concordância na classificação entre os dois métodos se verificar apenas em 40% da área de estudo, este valor aumenta para 73% quando se adicionam as classes de discordância mínima (-1 e +1). As situações de discordância mais acentuada entre os resultados dos dois modelos (-4, -3, 3 e 4) abrangem uma superfície total correspondente a 10,5% da área de estudo.

As diferenças encontradas nos resultados dos dois modelos verificam-se sobretudo nas áreas onde afloram a formação da Abadia e a formação de Arranhó. Com efeito, a maior dispersão espacial em termos de classificação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais ocorre: (i) no sector norte da área de estudo, dominado pelas margas da Abadia, onde a suscetibilidade foi preferencialmente classificada pelo método do VI como mais baixa, por comparação com os resultados do método do TI; (ii) no sector central e sul da área de estudo, dominado pela Formação de Arranhó, onde a suscetibilidade foi preferencialmente classificada pelo método do VI como mais elevada, face ao TI. Estes resultados podem ser interpretados em função da predisposição para a instabilidade, que as formações da Abadia (a norte) e de Arranhó (no centro/sul da área de estudo) apresentam, quando determinada com os dois métodos utilizados.

Os parâmetros de resistência determinados para os solos superficiais desenvolvidos na formação das margas da Abadia ($c' = 2,0$ kPa, $\phi' = 19^\circ$) são mais elevados do que os estimados para a formação de Arranhó ($c' = 0,5$ kPa, $\phi' = 17^\circ$), pelo que a maior suscetibilidade atribuída aos terrenos onde afloram as margas da Abadia pelo método do TI tem de ser devida à quantidade de água no solo e, eventualmente, à presença de solos mais profundos. Registe-se que a ocorrência da formação da Abadia nos fundos de vale e nos troços inferiores das vertentes é favorável, quer ao desenvolvimento de solos mais espessos, quer à acumulação da água com consequente saturação do solo.

No caso do método do método estatístico, foi determinado para a formação da Abadia um *score* de VI de -0,857 e no caso da formação de Arranhó um *score* de VI de 0,494. O valor positivo determinado para a formação de Arranhó indica claramente uma maior possibilidade de aí ocorrerem deslizamentos superficiais. Pelo contrário, o *score* negativo determinado para a formação de Abadia caracteriza-a como menos suscetível para a ocorrência deste tipo de deslizamentos.

Esta diferença comprova que cada método pode justificar melhor a existência de uns deslizamentos em detrimento de outros, porque cada um deles classifica a suscetibilidade a deslizamentos superficiais de forma distinta. Contudo, tendo em consideração as propriedades litológicas das margas da Abadia e o seu contexto topográfico favorável ao encharcamento em água, não é de excluir a hipótese que o inventário de movimentos de vertente peque por defeito nessa unidade litológica, o que justificaria o *score* negativo do VI. Nas áreas de declives suaves e de utilização maioritariamente agrícola, como as da formação de Abadia, os deslizamentos superficiais de pequena dimensão são facilmente intervencionados, de forma a reconstruir o perfil topográfico original das vertentes e o retomar da atividade agrícola. Pelo contrário, no caso das áreas onde aflora a formação de Arranhó, pela própria alternância de margas e calcários, a superfície topográfica apresenta maiores irregularidades, com algumas áreas com declives mais acentuados e declive suaves e/ou moderados e com uma ocupação de solo maioritariamente associada a espécies florestais e culturas anuais. Neste contexto, as marcas de instabilidade tendem a perdurar mais no tempo nos terrenos, o que pode justificar uma maior completude dos inventários de instabilidade e o *score* mais elevado do VI.

4.5 Integração dos modelos do Valor Informativo e Talude Infinito para avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais

As classes de suscetibilidade dos mapas gerados com o Valor Informativo e com o Talude Infinito foram cruzadas com a ferramenta *Map Comparison Kit* e a Tabela de contingência resultante encontra-se resumida na Tabela 4.20. Por seu turno, a Tabela 4.21 sintetiza a distribuição dos deslizamentos superficiais do grupo de validação na mesma Tabela de contingência.

A classe de suscetibilidade muito baixa é a que apresenta maior nível de concordância entre os dois mapas (20,7% da área de estudo), seguida pela classe de suscetibilidade muito elevada (8% da área de estudo); ou seja, as classes de suscetibilidade extremas são as que apresentam os níveis mais altos de concordância entre os dois modelos utilizados. Em algumas situações, a discordância na classificação pelos dois métodos considerados é evidente: As células classificadas com suscetibilidade elevada ou muito elevada pelo método do Talude Infinito e, simultaneamente, com suscetibilidade baixa ou muito baixa pelo método do Valor Informativo correspondem a 7,8% da área total; adicionalmente, as células classificadas com suscetibilidade elevada ou muito elevada pelo método do Valor Informativo e, simultaneamente, com suscetibilidade baixa ou muito baixa pelo método do Talude Infinito representam 8,4% da área total. Estas áreas onde se regista o maior desacordo na classificação da suscetibilidade pelos dois métodos considerados, que ascendem a 16,2% da área de estudo, são aquelas onde a incerteza é maior quanto à real suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais. A matriz da Tabela 4.21 foi utilizada para estabelecer as classes do mapa de suscetibilidade final, resultante do cruzamento dos mapas realizados com os métodos do Valor Informativo e do Talude Infinito, considerando as seguintes regras:

- (i) A suscetibilidade muito elevada é considerada quando pelo menos um dos métodos indica suscetibilidade muito elevada e o outro método indica suscetibilidade não inferior a elevada;
- (ii) A suscetibilidade elevada é considerada quando ambos os métodos indicam suscetibilidade elevada, ou quando um método indica suscetibilidade muito elevada ou elevada e o outro método indica suscetibilidade moderada;

- (iii) A suscetibilidade moderada é considerada quando pelo menos um dos métodos indica suscetibilidade moderada e o outro método indica suscetibilidade não inferior a baixa;
- (iv) A suscetibilidade baixa é considerada quando ambos os métodos indicam suscetibilidade baixa e nos casos em que um método indica suscetibilidade moderada e o outro indica suscetibilidade muito baixa;
- (v) A suscetibilidade muito baixa é considerada quando pelo menos um dos métodos indica suscetibilidade muito baixa e o outro método indica suscetibilidade não superior a baixa;
- (vi) A suscetibilidade é considerada como incerta, com tendência para elevada ou muito elevada, nos casos em que um método indica suscetibilidade muito elevada ou elevada, enquanto o outro método indica suscetibilidade baixa ou muito baixa.

O mapa de suscetibilidade final, resultante da integração dos modelos preditivos estatístico e determinístico está representado na Figura 4.28. A classe de suscetibilidade muito elevada abrange 16,4% da área de estudo e integra 55,6% da área dos deslizamentos superficiais do grupo de validação. No mesmo sentido, a classe de suscetibilidade elevada abrange 14,3% da área total e valida 18,6% dos deslizamentos superficiais. Em situação oposta, encontram-se as classes de suscetibilidade muito baixa e baixa: as áreas abrangidas correspondem, respetivamente a 33,4% e 10,6% da área total e validam, cada uma, cerca de 1,4% da área dos deslizamentos superficiais do grupo de validação. A classe de suscetibilidade moderada abrange 9,1% da área total e contém cerca de 7,3% dos deslizamentos superficiais. Por último a classe de suscetibilidade incerta com tendência para elevada ou muito elevada abrange cerca de 16,2% da área de estudo e integra cerca de 15,9% da área dos deslizamentos superficiais do grupo de validação. No entanto, a distribuição destes deslizamentos é acentuadamente desigual nas combinações consideradas na classe de suscetibilidade incerta. Com efeito, enquanto as células que foram classificadas com suscetibilidade elevada/muito elevada pelo método do TI e com suscetibilidade baixa/muito baixa pelo método do VI integram 14,7% dos deslizamentos superficiais, as células classificadas com suscetibilidades invertidas relativamente às anteriores integram apenas 1,2% da área deslizada. Estes valores corroboram, mais uma vez, a maior qualidade dos resultados do método do TI, por comparação com os do VI.

Tabela 4.20 - Tabela de contingência do cruzamento das classes de suscetibilidade dos mapas do Valor Informativo e do Talude Infinito, em percentagem de área de estudo. As cores representam a proposta de classes de suscetibilidade finais, resultantes da integração dos dois mapas: vermelho - muito elevada, laranja – elevada, amarelo – moderada, verde claro – baixa, verde escuro – muito baixa; cinzento – incerta mas com potencial para elevada ou muito elevada.

Mapa VI Mapa FS	Muito Elevada	Elevada	Moderada	Baixa	Muito Baixa	Total
Muito Elevada	8,0	3,9	2,2	2,0	1,1	17,3
Elevada	4,5	3,9	3,0	2,9	1,8	16,1
Moderada	2,3	2,9	2,7	3,3	3,0	14,2
Baixa	2,1	2,9	3,1	4,6	6,5	19,2
Muito Baixa	1,2	2,2	3,0	6,2	20,7	33,3
Total	18,0	15,8	14,0	19,0	33,2	

Tabela 4.21 - Distribuição dos deslizamentos superficiais do grupo de validação na matriz de contingência e nas classes finais de suscetibilidade, em percentagem de área deslizada do grupo de validação. Cores: mesmo significado da Tabela 4.20.

Mapa VI Mapa FS	Muito Elevada	Elevada	Moderada	Baixa	Muito Baixa	Total
Muito Elevada	24,8	12,0	3,6	9,1	2,6	52,1
Elevada	18,8	5,7	2,5	2,6	0,4	30,0
Moderada	4,5	2,3	3,9	1,7	0,2	12,5
Baixa	0,9	0,3	1,7	1,0	0,0	3,8
Muito Baixa	0,0	0,0	0,2	1,3	0,1	1,5
Total	49,0	20,3	11,8	15,7	3,2	

A Tabela 4.22 sintetiza as *effective ratio* das classes do mapa de suscetibilidade final, sendo de destacar que o valor correspondente à classe de suscetibilidade muito elevada (3,39) é superior aos obtidos para a classe equivalente com os métodos estatístico e determinístico (ver Tabela 4.18). No mesmo sentido, as classes de suscetibilidade muito baixa e baixa apresentam *effective ratios* bastante baixos (0,04 e 0,12), sempre inferiores aos obtidos com os dois métodos separadamente, para as classes equivalentes. Por último, registe-se que a *effective ratio* da classe com suscetibilidade incerta é superior à verificada na classe de suscetibilidade moderada, o que se coaduna com o potencial de suscetibilidade elevado/muito elevado considerado para esta classe.

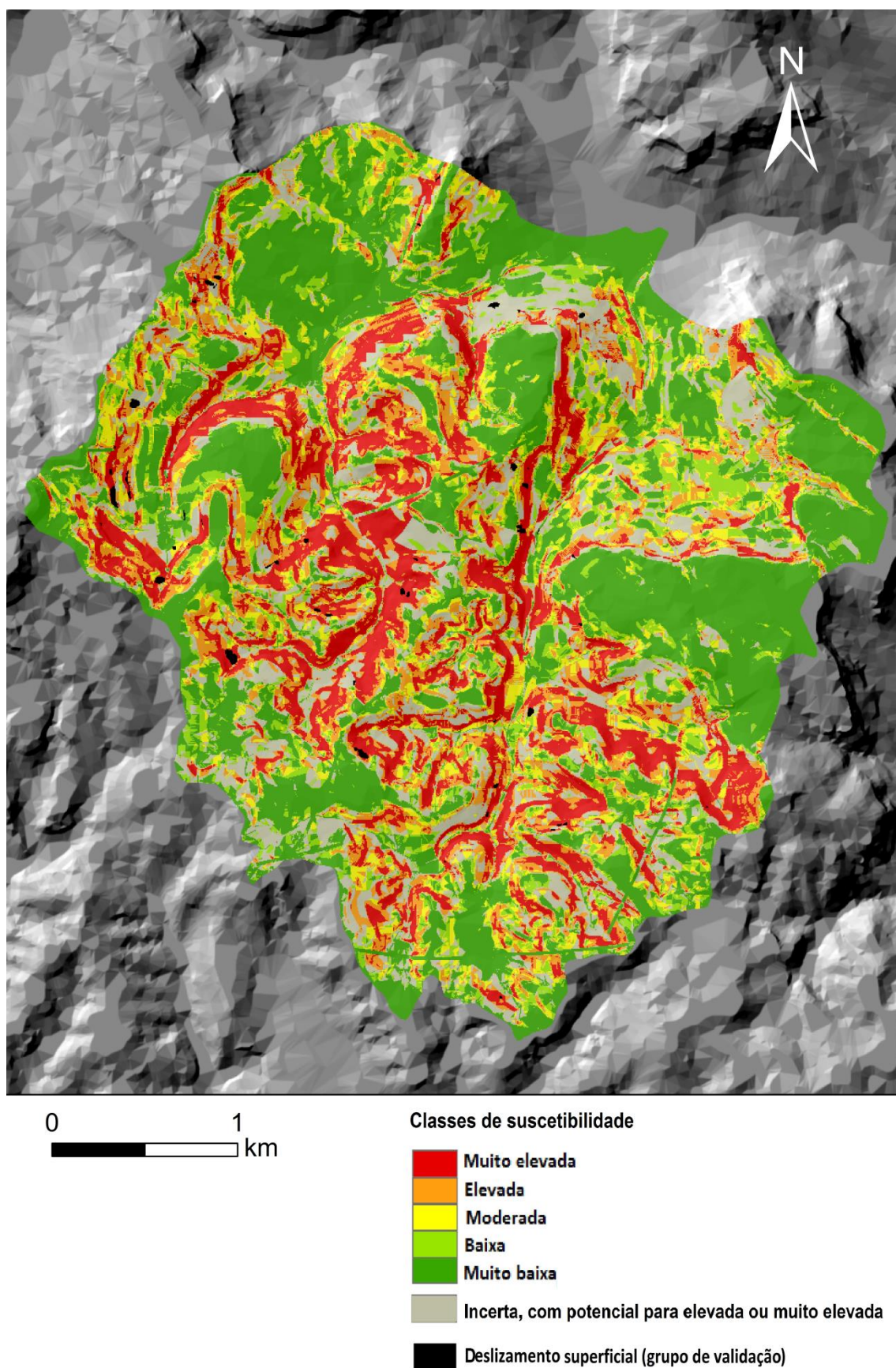


Figura 4.28 - Mapa de suscetibilidade final, resultante da integração dos mapas produzidos com os métodos do Valor Informativo e Talude Infinito na área de estudo Monfalim – Louriceira.

Tabela 4.22 - Classes de suscetibilidade e correspondentes *effective ratios* do mapa de suscetibilidade final, resultante da integração dos mapas produzidos com os métodos do Valor Informativo e Talude Infinito.

Classes de suscetibilidade	Nº <i>Pixéis</i> de área de estudo	Nº <i>Pixéis</i> com deslizamento	% Área de estudo	% Área deslizada	<i>Effective ratio</i>
Muito Elevada	90786	18475	16,4	55,6	3,39
Elevada	78678	6175	14,2	18,6	1,31
Moderada	50560	2400	9,1	7,2	0,79
Baixa	58456	425	10,6	1,3	0,12
Muito Baixa	184528	450	33,4	1,4	0,04
Incerta, com potencial para elevada ou muito elevada	90011	5300	16,3	16,0	0,98
Total	553019	33225	100	100	-

Deste modo, os resultados obtidos demonstram claramente as vantagens da integração das classes de suscetibilidade produzidas com os métodos do VI e do TI, traduzidas no melhor acerto nas classes de suscetibilidade extrema: muito elevada, baixa e muito baixa. Adicionalmente, a integração dos dois métodos permite identificar as áreas ditas incertas, com potencial para elevada ou muito elevada, algo que se revela impraticável quando se utiliza apenas um modelo de suscetibilidade.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento sobre a ocorrência espacial dos deslizamentos superficiais nas sub-bacias de Monfalim e Louriceira, integradas na Bacia do Rio Grande da Pipa, na região a norte de Lisboa. Para o efeito, foi avaliada a capacidade preditiva e a concordância espacial de mapas de suscetibilidade a deslizamentos superficiais elaborados com base na aplicação de um método estatístico (Valor Informativo) e de um método determinístico (Talude Infinito). Para essa finalidade, foi utilizado um inventário de 111 deslizamentos superficiais, separados em dois grupos, um para a modelação e outro para a validação, com base num critério temporal.

Como foi referido na Introdução desta dissertação, o trabalho realizado foi estruturado para testar duas hipóteses fundamentais:

H1 – Embora concetualmente distintos e com procedimentos contrastados, os métodos estatístico e determinístico geram resultados de suscetibilidade similares para deslizamentos superficiais.

H2 – A integração dos resultados da aplicação de um método estatístico e de outro determinístico, numa mesma área, possibilita uma avaliação mais robusta da suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos superficiais.

O método do Valor Informativo foi aplicado considerando sete fatores de predisposição (litologia, COS'90, declive, exposição, curvatura em perfil, TPI, razão declive/área de contribuição), cujas classes foram ponderadas a partir da sua relação espacial com o conjunto de deslizamentos superficiais do grupo de modelação. Quanto à litologia, realça-se a predisposição dos arenitos e calcários da Formação do Sobral e dos calcários e margas da Formação de Arranhó. É de assinalar ainda, que a Formação das margas da Abadia regista um Valor Informativo negativo, o que é indicativo de uma fraca predisposição para a instabilidade. No uso e ocupação do solo, é favorável à instabilidade a presença de vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição ou de áreas cultivadas com vinha. Os resultados mostraram que as áreas mais suscetíveis à ocorrência de deslizamentos superficiais apresentam declive superior a

20°, são expostas a nordeste, têm um perfil côncavo e situam-se próximo dos fundos de vale.

A aplicação do método do Talude Infinito pressupõe a produção de um mapa da espessura do solo com potencial para originar instabilidades e de um modelo hidrológico, para a totalidade da área de estudo, que traduzisse condições propícias à ocorrência de instabilidades nas vertentes. A espessura do solo foi determinada com o recurso à equação proposta por Catani *et al.*, (2010), que contempla a influência da curvatura do perfil longitudinal, do declive e da posição topográfica. Adicionalmente, foi considerada uma constante de calibração (K_c) que permitisse a aproximação dos resultados do modelo aos que se verificaram nos pontos de validação no terreno. Foram testadas duas soluções para K_c , uma considerando a área de estudo como um todo (tt) e outra considerando um valor autónomo para cada unidade litológica (lkc). Para ambas as soluções, foram calculados os correspondentes modelos hidrológicos e, os melhores resultados foram obtidos com a solução que considera a diferenciação litológica na calibração. Depois de integrada esta informação com os parâmetros geotécnicos das várias unidades litológicas, determinados por retroanálise dos deslizamentos superficiais do grupo de modelação, obteve-se um mapa de suscetibilidade que foi comparado com o produzido através do método do Valor Informativo, este último reclassificado com base nos resultados do modelo do Talude Infinito (lkc).

A aplicação da estatística Kappa sobre os mapas de suscetibilidade classificados, com o mesmo número de classes com dimensão equivalente e, por isso, comparáveis, mostra que o nível de concordância não é muito elevado. O valor de Kappa de 0,23 significa que a concordância espacial é moderada, pelo que a primeira hipótese (H1) é confirmada apenas parcialmente. As principais diferenças observam-se nas áreas correspondentes às formações da Abadia e de Arranhó e poderão resultar do grau de completude do inventário de instabilidade, presumivelmente mais elevado na formação de Arranhó e mais reduzido na formação da Abadia, em resultado de uma intervenção humana com intensidade contrastada, associada à atividade agrícola.

Adicionalmente, os resultados obtidos mostram que o modelo de base física é mais eficaz na predição espacial dos deslizamentos superficiais, o que é atestado pelos resultados das curvas ROC e também pela *effective ratio* das classes de suscetibilidade dos dois modelos.

No final, os dois mapas de suscetibilidade produzidos com os métodos do Valor Informativo e do Talude Infinito foram integrados num documento único, através de uma tabela de contingência. O resultado obtido, para além de permitir identificar as áreas em que a suscetibilidade é mais incerta, por desacordo entre os dois métodos, apresenta os melhores resultados preditivos, como se confirma pelos valores das *effective ratio* das classes de suscetibilidade. Deste modo, confirma-se a segunda hipótese que orientou esta dissertação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abramson, L. W. (2002) – General slope stability concepts *in* Abramson, L. W.; Lee, T. S.; Sharma, S.; Boyce, G. M. (Eds.) *Slope stability and stabilization methods*. 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Aleotti, P.; Chowdury, R. (1999) – Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 58: 21 – 44.

Ayalew, L.; Yamagishi, H. (2005) – The application of Gis-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan, *Geomorphology*. 65: 15 – 31.

Beguería, S. (2006) – Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards*. 37: 315 – 329.

Brunsden, D.; Ibsen, M-L. (1996) – Mudslide (translational) *in* Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester: 103-119.

Buma, J.; van Ash T. (1996) – Slide (rotational) *in* Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M-L. (Eds.) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester: 43-61.

Carrara, A. (1983) – A multivariate model for landslide hazard evaluation. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*. 15: 403 – 426.

Carrara, A. (1991) – GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and landforms*. 16: 427-445.

Carrara, A. (1993) – Uncertainty in evaluating landslide hazard and risk *in* Nemec, J.; Nigg, J. M.; Siccardi, F. (Eds.) *Predictions and Perception of Natural Hazards*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht: 101 – 109.

Carrara, A.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Pasqui, V.; Reichenbach, P. (1991) – GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*. 16 (5): 427 – 445.

Carrara, A.; Guzzetti, F.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard. *Natural hazards*. 20: 117 – 135.

Carson, M. A.; Kirkby, M. J. (1975) – *Hillslope Form and Processes*. 2nd edition, Cambridge University Press, Malta.

Carter, M.; Bentley, S. P. (1991) – *Correlations of Soil Properties*. Pentech Press: 130, London.

Cascini, L. (2008) – Applicability of landslide susceptibility and hazard zoning at different scales. *Engineering Geology*, 102: 164 – 177.

Catani, F.; Segoni, S.; Falorni, G. (2010) – An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*. 46: W05508.

Chacón, J.; Irigaray, C.; Fernández, T.; Elhamdouni, R. (2006) – Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 65: 341 – 411.

Cheng, Y. M.; Lau, C. K. (2008) – *Soil Slope stability analysis and stabilization – new methods and insights*. 2nd edition, CRC Press, 2008.

Chung, C–J. F.; Fabbri, A. G. (1999) – Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 65(12): 1389 – 1399.

Chung, C–J. F.; Fabbri, A. G. (2003) – Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*. 30: 451 – 472.

Clerici, A.; Perego, S.; Tellini, C.; Vescovi, P. (2010) – Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). *Natural Hazards*. 52: 1 – 29.

Coelho, A. G. (1979) – Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. *Geotecnia*. 26: 75 – 89.

Comissão Municipal de Defesa da Floresta de Sobral de Monte Agraço (2015) Plano Municipal de Defesa da Floresta Contra Incêndios Município de Sobral de Monte Agraço: Caderno II, Plano de Ação 2015-2019.

Corominas, J. (1996) – Debris slide *in* Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M-L. (Eds.) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester: 97 – 102.

Corominas, J.; Moya, J. (2008) – A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*. 102: 193 – 213.

Corominas, J.; van Westen, C.; Frattini, P.; Cascini, L.; Malet, J.-P.; Fotopoulou, S.; Catani, F.; Van Den Eeckhaut, M.; Mavrouli, O.; Agliardi, F.; Pitilakis, K.; Winter, M.G.; Pastor, M.; Ferlisi, S.; Tofani, V.; Herva's, J.; Smith, J.T. (2014) - Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 73: 209 – 263.

Crozier, M. (1986) – Landslides: causes, consequences & environment. Croom Helm. London.

Crozier, M. J.; Glade, T. (2005) – Landslide hazard and risk: issue, concepts and approach *in* Glade, T.; Anderson, M. G.; Crozier, M. J. (Eds.) *Landslide hazard and risk* John Wiley & Sons, Ltd, Chichester: 1 – 40.

Cruden, D. M.; Varnes, D. J. (1996) – Landslide types and processes *in* Turner, A. K.; Schuster, R. L. (Eds.) *Landslides investigation and mitigation*. Transportation Research Board. National Academic Press, Washington D. C. Special Report 247: 36 – 75.

Dai, F.C.; Lee, C.F. (2001) – Frequency - volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology*. 59 (3-4): 253 – 266.

Dietrich, W. E.; Montgomery, D. R. (1998) – SHALSTAB: *A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential*. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement. Technical Report, 29 pp.

Dietrich, W. E.; Reiss, R.; Hsu, M. L.; Montgomery, D. R. (1995) – A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*. 9: 383 – 400.

Fell, R.; Corominas, J.; Bonnard, C.; Cascini, L.; Leroi, E.; Savage, W. Z. (2008a) – Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*. 102: 85 – 98.

Fell, R.; Corominas, J.; Bonnard, C.; Cascini, L.; Leroi, E.; Savage, W.Z.; on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes (2008b) – Commentary. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*. 102: 99 – 111.

Ferreira, A. B. (1984) – Mouvements de terrain dans la région au nord de Lisbonne. Conditions morpho structurales et climatiques. Mouvements de terrain, *Colloque de Caen*, Documents du B.R.G.M.. 83. Paris: 485 – 494.

Ferreira, A. B.; Zêzere, J. L.; Rodrigues, M. L. (1987) – Instabilidade dos versantes na região ao norte de Lisboa. Essai de cartographie géomorphologique. *Finisterra*. XXII (44): 227 – 246.

Frattini, P.; Crosta, G.; Carrara, A. (2010) – Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*. 111 (1-4): 62 – 72.

Garcia, R. A. C. (2012) – *Metodologias de Avaliação da Perigosidade e Risco associado a Movimentos de Vertente: Aplicação na bacia do rio Alenquer*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física. Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território.

Geotechdata (2013) – Angle friction. Mohr-Coulomb. <http://www.geotechdata.info/parameter/angle-of-friction.html> [acedido em 10 de Junho de 2015]

Glade, T.; Crozier, M. (2005) – The nature of landslide hazard impact in Glade, T., Anderson, M. G.; Crozier, M. J. (Eds.) *Landslide hazard and risk*, John Wiley & Sons, Chichester: 43 – 74.

Gorsevski, P. V.; Gessler, P.; Foltz, R. B. (2000) – Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Discriminant Analysis and GIS. *4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4); Problems, Prospects and Research Needs*. Banff, Alberta, Canada.

Gostelow, P. (1991) – Rainfall and Landslides in Almeida-Teixeira, M. E.; Fantechi, R.; Oliveira, R.; Coelho, A. G. (Eds.) *Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements*, Commis. European Communities: 139 – 161.

Guillard, C.; Zêzere, J. L. (2011) – Landslide susceptibility assessment and validation in the framework of municipal planning. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). Proceedings of the General Assembly of European Geosciences Union (EGU), *Geophysical Research Abstracts*. 13: 2011– 4655.

Guillard, C.; Zêzere, J. L. (2012) – Landslide susceptibility assessment and validation in the framework of municipal planning in Portugal: The case of Loures Municipality. *Environmental Management*. 50 (4): 721 – 735.

Guzzetti, F. (2005) – Landslide hazard and risk assessment – concepts, methods and tools for the detection and mapping of landslides, for landslides susceptibility zonation and hazard assessment, and for landslide risk evaluation. Dissertação de doutoramento apresentada à Mathematchinaturwissenschaftlichen Fakultät da Rheinischen Friedrich-Wilhelms, Universidade de Bona.

Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study. Central Italy. *Geomorphology*. 31: 181 – 216.

Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Cardinali, M.; Galli, M.; Ardizzone, F. (2005) – Landslide hazard assessment in the Staffora basin, northern Italian Apennines. *Geomorphology*. 72: 272 – 299.

Henriques, C. S. (2014) – *Landslide susceptibility evaluation and validation at a regional scale*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa. Lisboa.

Hutchinson, J. N. (1988) – General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*. Lausanne, 1: 3 – 35.

Hutchinson, J. N. (1995) – Keynote paper: Landslide hazard assessment in Bell (Eds.) *Landslides*, A.A. Balkema, Rotterdam, 1805 – 1841.

INETI (2005) – *Carta Geológica da Área Metropolitana de Lisboa na escala 1: 25.000*. Instituto Nacional de Energia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.

Ibsen, M-L.; Brunsden, D.; Bromhead, E.; Collison, A. (1996) – Slab slide in Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L.; Ibsen, M-L. (Eds.) *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester: 78 – 84.

Iverson, R. M. (2000) – Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*. 36: 1897 – 1910.

Jenness, J.; Brost, B.; Beier, P. (2011) – Land Facet Corridor Designer: Extension for ArcGIS. Jenness Enterprises. http://www.jennessent.com/arcgis/land_facets.htm [acedido em 20 Abril de 2015]

Jenness, J.; Brost, B.; Beier, P. (2013) – Land Facet Corridor Designer: land facet tools. Jenness Enterprises.

Keefer, D. K.; Wilson, R. C.; Mark, R. K.; Brabb, E. E.; Brown, W. M. I.; Ellen, S. D. (1987) – Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*. 238: 921 – 925.

Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Callapez, P.; Martins, L. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica in Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.) *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora: 317 – 368.

Lencastre, A.; Franco, F. (2006) – Lições de Hidrologia. Fundação FCT, Lisboa, 451 pp.

Lopes da Fonseca, I. (2005) – Modelling soil properties at the landscape scale in a desertification context. Department of Geography, King's College London, London

Machado, M. J. (1991) – *Contribuição para o estudo da bacia-vertente do Rio Grande da Pipa*. Universidade de Lisboa.

Montgomery, D. R.; Wright, R.; Booth, T. (1991) – Debris flows hazard mitigation for Colluvium-Filled Swales. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists XXVIII*, 303 – 323.

Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E. (1994) – A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*. 30(4): 1153 – 1171.

Montgomery, D. R.; Sullivan, K.; Greenberg, H. (1998) – Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*. 12: 943 – 945.

O'Loughlin, E. M. (1986) – Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*. 22(5): 794 – 804.

O'Callaghan, J. F.; Mark, D. M. (1984) – The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*. 28: 328 – 344.

Oliveira, S. (2012) – *Incidência espacial e temporal da instabilidade geomorfológica na bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos)*. Dissertação de doutoramento em Geografia física, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

Oliveira, S. C.; Zêzere, J. L.; Catalão, J.; Nico, G. (2015) – The contribution of PSInSAR interferometry to landslide hazard in weak rock-dominated areas. *Landslides*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 12: 703 – 719.

Piacentini, D.; Devoto, S.; Mantovani, M.; Pasuto, A.; Prampolini, M.; Soldati, M. (2015) – Landslide susceptibility modeling assisted by Persistent Scatterers Interferometry (PSI): an example from the northwestern coast of Malta, *Natural Hazards*. 78(1): 681 – 697.

Piedade, A. (2009) – *Modelação espacial em sistemas de informação geográfica da suscetibilidade a deslizamentos na área de Lousa-Loures*. Dissertação de mestrado em

Gestão do Território. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências Sociais e Humanas.

Pimenta, M. T. (1998a) – *Caracterização da Erodibilidade dos Solos a Sul do Rio Tejo*. Instituto da Água (INAG), Direção de Serviços de Recursos Hídricos (DSRH). Lisboa.

Pimenta, M. T. (1998b) – *Diretrizes para a aplicação da equação universal de perda dos solos em SIG: fator de cultura C e fator de erodibilidade do Solo K*. Instituto da Água (INAG), Direção de Serviços de Recursos Hídricos (DSRH). Lisboa.

Pimenta, R. (2011) – *Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com métodos de base física*. Dissertação de mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências.

Popescu, M. E. (1994) – A suggested method for reporting landslide causes. Proposition d'une méthode pour rendre compte des causes des glissements de terrain. *Bulletin of the Internacional Association of Engineering Geology de l'Association Internationale de Géologie d'Ingénieur*. 50: 71 – 74.

Rawls, W. J.; Brakensiek, D. L.; Saxton, K. E. (1982) – Estimation of soil water properties. *Transaction of the ASAE*, 25(5): 1316 – 1320.

Rommel, T. K.; Todd, K. W.; Buttle, J. (2008) – A comparison of existing surficial hydrological data layers in a low-relief forested Ontario landscape with those derived from a LiDAR DEM. *The Forestry Chronicle*. 84(6): 850 – 865.

Saxton, K. E.; Rawls, W.J.; Romberger, J.S.; Papendick. R. I. (1986) – Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Science Society of America journal*. 50: 1031 – 1578.

Sharma, S. (2002) – Slope Stability Concepts in Abramson, L. W.; Lee, T. S.; Sharma, S.; Boyce, G. M. (Eds.) *Slope Stability and Stabilization Methods*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 329 – 461.

Soeters, R.; Westen, C. J. (1996) – Slope instability recognition, analysis and zonation in Turner, A. K.; Schuster, R. L. (Eds.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C.. Special Report 247: 129 – 177.

Sorensen, R.; Zinko, U.; Seibert, J. (2006) – On the calculation of the topographic Wetness index evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*. 10: 101 – 112.

Tarboton, D. G. (1997) – A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*. 33 (2): 309 – 319.

Tarboton, D. G. (2003) – Terrain Analysis Using Digital Elevation Models in Hydrology, *23rd ESRI International Users Conference*, San Diego, California, July 7 – 11.

Teixeira, M.; Bateira, C.; Marques, F.; Vieira, B. (2014) – Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. *Landslides*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 12: 455 – 468.

NAVFAC (1986) – Design manual 7.02: Foundations and Earth Structures. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.20402.

Terzaghi, K. (1952) – *Mecanismo dos escorregamentos de terra*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, separata nº467, São Paulo.

Terzaghi, K.; Peck, R. (1967) – *Soil Mechanics in Engineering Practice*, 2nd edition. John Wiley, New York.

Trigo, R.; Zêzere, J. L.; Rodrigues, M. L.; Trigo, I. (2005) – The influence of the North Atlantic Oscillation in rainfall triggering of landslides near Lisbon. *Natural Hazards*. 36(3): 331 – 354.

van Den Eeckhaut, M.; Reichenbach, P.; Guzzetti, F.; Rossi, M.; Poesen, J. (2009) – Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazard and Earth System Science*. 9: 507 – 521.

van Westen C. J.; Castellanos, E.; Kuriakose, S. L. (2008) – Spatial data for landslide susceptibility, hazards, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering geology*. 102: 112 – 131.

Varnes, D. J. (1978) – Slope movement types and processes in Schuster, R. L.; Krizek, R. J. (Eds.) *Landslides analysis and control*. Transportation Research Board Special Report. Washington D. C.. 176: 11 – 33.

Varnes, D. J.; International Association of Engineering Geology – Commission on Landslides and Other Mass Movements on Slopes (1984) – *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.

Visser, H., Nijs, T. (2006) – The Map Comparison Kit. Environmental Modeling & Software, 21: 346 – 358.

WP/WLI – (International Geotechnical Societies) Working Party on World Landslide Inventory, UNESCO (1993). *Multilingual landslide glossary*. International Geotechnical Societies.

Yin, K. L., Yan, T. Z. (1988) – Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks in Bonnard, C. (Eds.) *Landslides*. Proceedings of the 5th ISL, Lausanne. Vol. 2. Balkema, Rotterdam: 1269 – 1272.

Záruba, Q.; Mencl, V. (1982) – Landslides and their control (Development in geotechnical engineering). 2nd edition, Amsterdam: Elsevier, 324.

Zbyszewski, G., Assunção, C. Torre de (1965) – *Notícia explicativa da folha 30-D (Alenquer)*. Carta Geológica de Portugal (1:50.000). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Zêzere, J. L. (1991) – As costeiras a norte de Lisboa: evolução quaternária e dinâmica atual das vertentes. *Finisterra*. XXVI (51): 27 – 56.

Zêzere, J. L. (1997) – *Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região a norte de Lisboa*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

Zêzere, J. L. (2000) – A classificação dos movimentos de vertente: tipologia, atividade e morfologia. *Apontamentos de Geografia – Série de Investigação nº6*, Centro de Estudos Geográficos., Lisboa, 29 pp.

Zêzere, J. L. (2002) – Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2: 73 – 82.

Zêzere, J. L. (2005) – *Dinâmica de vertentes e riscos geomorfológicos (Programa)*. Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente, Relatório. 41: 128. Lisboa.

Zêzere, J. L. (2010) – *Relatório do programa de Perigosidade, Vulnerabilidade e Riscos no Território: aplicação aos movimentos de vertente*. Provas de Agregação. Universidade de Lisboa.

Zêzere, J. L.; Ferreira, A. B.; Rodrigues, M. L. (1999a) – The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides; a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*. 30: 133 – 146.

Zêzere, J. L.; Ferreira, A. B.; Rodrigues, M. L. (1999b) Landslides in the north of Lisbon region (Portugal): Conditioning and triggering factors. *Physics and Chemistry of the Earth*. 24(10): 925 – 934.

Zêzere, J. L.; Reis E.; Garcia, R.; Rodrigues M. L.; Vieira, G.; Ferreira, A. B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 4(1): 133 – 1466.

Zêzere, J. L.; Trigo, R.; Trigo, I. (2005) – Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 5: 331 – 344.

Zêzere, J. L.; Trigo, T. M.; Fragoso, M.; Oliveira, S.; Garcia, R. (2008) – Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 8: 483 – 499.

Zêzere, J. L.; Oliveira, S. C.; Garcia, R. A. C.; Reis, E. (2008) – Weighting predisposing factors for shallow slides susceptibility assessment at the regional scale in Chen, Z.; Zhang, J.; Li, Z.; Wu, F.; Ho, K. (Eds.) *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future*, Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides, Taylor & Francis Group, London: 1831 – 1837.

Zêzere, J. L.; Henriques, C. S.; Garcia, R. A. C.; Oliveira, S. C.; Piedade, A.; Neves, M. (2009) – Effects of landslide inventories uncertainty on landslide susceptibility modeling in Mallet, J. P.; Remaitre, A.; Boggard, T. (Eds.) *Proceedings of the Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling Conference*. CERG Editions. Strasbourg: 81 – 86.

Zêzere, J.L.; Trigo, R. (2011) – Impacts of the North Atlantic Oscillation on Landslides in Vicente-Serrano, S.; Trigo, R. (Eds.) *Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region*, Advances in Global Change Research 46. Springer: 199 – 212.

Zêzere, J. L.; Vaz, T.; Pereira, S.; Marques, R.; Oliveira, S. C.; Garcia, R. (2015) – Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg. 73, 6: 2917 – 2936.

Zuquette, L. V.; Nakazawa, V. A. (1998) – Cartas de geologia de engenharia in Oliveira, A. M. S.; Brito, S. N. A. (Eds.) *Geologia de Engenharia*, ABGE, São Paulo: 17: 283 – 300.

Zuquette, L. V.; Gandolfi, N. (2004) – *Cartografia Geotécnica*. Oficina de Textos. São Paulo, 190 pp.